

Paris 1957
Claude PRÊCHEUR

Maître de Conférences à la Faculté des Lettres
et des Sciences Humaines de Nancy

Le littoral de la Manche, de Sainte-Adresse à Ault

Étude morphologique

Ouvrage publié avec le concours du
Centre National de la Recherche Scientifique
et du Conseil Général de la Seine-Maritime

Numéro hors série de NOROIS

POITIERS. — S. F. I. L. et Imp. Marc TEXIER Réunies

1960



NOROIS

Le littoral de la Manche, de Sainte-Adresse à Ault

Étude morphologique

par

Claude PRÊCHEUR

Maître de Conférences
à la Faculté des Lettres et des Sciences Humaines
de Nancy

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
AVANT-PROPOS.....	3
INTRODUCTION.....	5
I. — LES DONNÉES STRUCTURALES ET MORPHOLOGIQUES DE L'ARRIÈRE-PAYS CAUCHOIS	10
1° Les falaises du Caux dans le cadre de la Manche.....	10
2° Les déformations de la surface prélandénienne et les aspects structuraux de la côte.....	13
A. — La surface d'érosion de la craie et l'argile à silex	13
B. — Les problèmes du tertiaire	20
3° Le réseau hydrographique. Sa constitution.....	29
II. — LES FORCES EN PRÉSENCE.....	34
1° Le matériau rocheux	34
A. — Le Jurassique.....	34
B. — Le Gault	35
C. — La craie.....	37
D. — Les accidents de la craie : diaclases et karsts.....	40
2° L'action de la mer et les actions continentales	43
A. — La mer	44
B. — Les actions continentales	62

	Pages
III. — LES DIFFÉRENTS ASPECTS DU LITTORAL.....	68
1° Les falaises simples.....	69
A. — Les falaises simples à matériaux homogènes.....	69
B. — Les falaises verticales à piédestal rocheux.....	82
2° Les falaises à abrupts superposés.....	93
A. — Les falaises de l'infra-crétacé.....	94
B. — Les falaises de craie à matériaux homogènes.....	97
C. — Les falaises de la craie et du tertiaire.....	101
3° Les côtes basses du Caux et de la Picardie : les vallées drainées.....	107
IV. — L'ÉVOLUTION RÉCENTE DU LITTORAL. LES MOYENS DE DÉFENSE.....	119
1° L'attaque du littoral et le recul.....	119
A. — Les arguments en faveur d'un recul considérable.....	120
B. — Arguments en faveur d'un recul insignifiant.....	125
2° La défense de la falaise et des plages.....	129
CONCLUSION.....	133
BIBLIOGRAPHIE.....	134
CROQUIS :	
I. — Esquisse morphologique.....	8
II. — Profil des falaises.....	24
III et IV. — Plans de vagues.....	56
V. — Caractéristiques des galets.....	88
VI. — Types de falaises.....	88
VII. — Valleuses.....	104
54 Photos hors-texte.	

A MA FEMME,
A MES ENFANTS.

AVANT-PROPOS

Le mérite de cette thèse revient en grande partie à M. Guilcher, Professeur à la Sorbonne. Pendant de longues années, j'eus le plaisir de l'assister à la Faculté des Lettres de Nancy. De nombreuses excursions littorales me permirent de me familiariser avec les choses de la mer et M. Guilcher m'incita à déposer ce sujet. Ses conseils, ses critiques devaient permettre l'aboutissement de mes recherches. Qu'il veuille bien trouver ici l'expression de ma gratitude.

Mes remerciements iront également à M. Birot, Professeur à la Sorbonne, qui voulut bien accepter de se pencher sur le manuscrit et préciser l'orientation de certaines recherches. En Normandie, M. Lebeau, Ingénieur des Ponts et Chaussées de Fécamp, et M. Lamare, Ingénieur des Ponts et Chaussées de Dieppe, accueillirent très favorablement mes démarches et mirent à ma disposition les archives de leurs services et le fruit de leur expérience personnelle. D'autres aussi, maires, secrétaires de Mairie, Instituteurs, contribuèrent à cette étude. Je les en remercie.

Les Éditions Combier de Mâcon, m'ont autorisé gracieusement à publier leurs vues aériennes. Le Conseil Général de la Seine-Maritime, le Centre National de la Recherche Scientifique ont honoré cet ouvrage d'une subvention.

A tous ceux qui, d'une manière ou d'une autre, ont bien voulu contribuer à son élaboration, je dédie ce livre. Je souhaite qu'il aide à mieux connaître et à mieux défendre ces plages maintenant déshéritées.

INTRODUCTION

Nous nous proposons d'étudier les aspects actuels et l'évolution morphologique de la côte de Haute Normandie et d'une partie de la Picardie, du Havre à Ault-Onival. Où se termine la falaise commence la magistrale étude de Briquet (1) ; nous ne reprendrons pas ces problèmes.

Il s'agit de la plus belle côte à falaise du littoral français. Elle a fait, jusqu'ici, l'objet de très peu de recherches. Briquet n'en a parlé que pour apprécier assez facticement un recul selon lui considérable. L'ancien tracé proposé permettait de justifier les modifications des courants littoraux expliquant le dépôt de galets des pouliers du Hourdel. M. Musset, dans un article (2), en a fait une brève synthèse. La littérature sur ce sujet est donc des plus pauvres, et nous prions nos lecteurs d'excuser le caractère sommaire de notre bibliographie.

Nous avons reconnu ces 135 km de côte (distance à vol d'oiseau) au cours de trois campagnes de recherches (Pâques 1955, juillet-août 1955, août 1956), accompagnées d'un survol en 1956. A part deux points absolument inaccessibles à toute marée, nous avons longé la totalité de la falaise, à sa base et en grande partie à son sommet. Cela nous a permis de découvrir un ensemble beaucoup moins simple qu'il n'a été dit précédemment et d'un pittoresque souvent mal connu. Malheureusement, il est absolument impossible d'observer de près la tranche de la falaise, formant souvent un abrupt de près de 100 mètres. Une analyse à l'aide de jumelles a permis de pallier en partie cet ennui. Nous n'ignorons pas que nos conclusions ne sauraient être définitives. Nous espérons cependant que ce travail complétera d'autres études littorales et que, si modeste soit-il, il apportera une contribution à la connaissance de cette partie de la côte française, la plus proche de Paris et la plus ignorée, parce qu'inaccessible et dangereuse.

Des falaises de Sainte-Adresse à celles d'Ault-Onival — en plein recul — la côte de la Haute Normandie n'est pas simple. Bigot a

(1) A. BRIQUET. *Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique*. Th. Lettres, Paris, 1930.

(2) R. MUSSET. La côte du Pays de Caux. *Annales de Normandie*, avril 1951, p. 110-117.

DALLERY Francis. *Sur la côte d'opale. Les rivages de la Somme*, 1 vol., Paris, 1955, 305 pages.

écrit (3) que « les conditions du tracé général des côtes de Normandie n'apparaissent pas avec une très grande netteté, sans doute parce que le tracé résulte de la superposition d'actions continentales et maritimes espacées sur une longue durée géologique. On chercherait en vain, dans le tracé rectiligne des falaises entre Antifer et le Tréport, l'influence des plis et failles qui affectent les assises crétacées du Pays de Caux qu'elles terminent. L'anticlinal du Bray ne se traduit par aucun saillant ». Vue assez élémentaire car la falaise de Haute Normandie n'est pas rectiligne entre les points cités. Si faibles que soient les saillants et les rentrants, ils n'en existent pas moins et, dans le détail, ils ont une influence considérable sur les actions d'abrasion ou de dépôt de la mer. Quant à y chercher absolument la répercussion de la structure de l'intérieur du Caux et du Bray, c'est méconnaître que les actions de plissement dans cette partie du Bassin Parisien ont été, ici comme ailleurs, localisées et sans continuité dans l'espace (plis en échelon de King) (4).

La côte présente 5 secteurs différemment orientés (croquis I) :

— Le premier s'étend de Sainte-Adresse à la seconde vailleuse d'Antifer, un peu au Sud-Ouest d'Étretat. Il est assez franchement rectiligne, sur près de 25 km, encore que la côte présente un léger rentrant à hauteur de Saint-Jouin. L'orientation est S.-S.-O. - N.-N.-E.

— Passé Antifer, on peut tracer une tangente à la côte entre Étretat et l'estuaire de la Durdent, soit sur près de 35 km. Le tracé général est S.-O. - N.-E. et forme un saillant important à l'angle du précédent : c'est le Cap d'Antifer. La côte n'est pas ici absolument rectiligne. Elle dessine un léger rentrant, au premier tiers de sa longueur à partir de l'Ouest, entre les deux pointes d'Yport et de Fécamp Est. Ces deux caps, tout comme Antifer, correspondent à l'affleurement à la base d'une craie bien plus dure et bien plus résistante à l'action de la mer et des autres agents d'érosion.

— De la Durdent (Veulettes), au Phare d'Ailly, on peut admettre l'existence d'un troisième secteur de 30 km, encore que celui-ci soit moins régulier que les précédents. Ils constitue un rentrant assez marqué qui va de Saint-Valéry à Sotteville. La côte est orientée O.-S.-O. - E.-N.-E. Cette région correspond d'ailleurs à un abaissement assez considérable de la falaise, 40 m aux environs de Sotteville. Encore le sommet est-il constitué par des dépôts tertiaires : la craie ne semble pas excéder une trentaine de mètres. Plus à l'Est, au Phare d'Ailly, les altitudes sont également trompeuses, vu l'épaisseur des sables et argiles tertiaires constituant une seconde falaise en retrait de la précédente.

(3) AL. BIGOT. Le littoral de la Normandie. Association française pour l'avancement des Sciences. C. R. de la 43^e session, Le Havre, 1914-15.

AL. BIGOT. *La Basse Normandie*. Esquisse géologique et morphologique, Caen, 1942, 123 p.

(4) Voir carte de W. B. R. KING. Q.J.G.S., 1948, t. 104. Planche XVII et DANGEARD. Thèse, o. c.

— Passé le Cap d'Ailly, et sur 10 km, jusqu'à Dieppe, la falaise s'oriente franchement O.-E., avec un rentrant correspondant à la vallée de la Scie.

— Enfin, le dernier secteur nous conduit de l'Est de Dieppe au poulier du Hourdel. Sur 35 km, c'est, avec la première partie de la côte, un des ensembles les plus rectilignes. L'orientation est nettement S.-O. - N.-E. et se continue au delà d'Ault, jusqu'à la Somme, par la falaise morte.

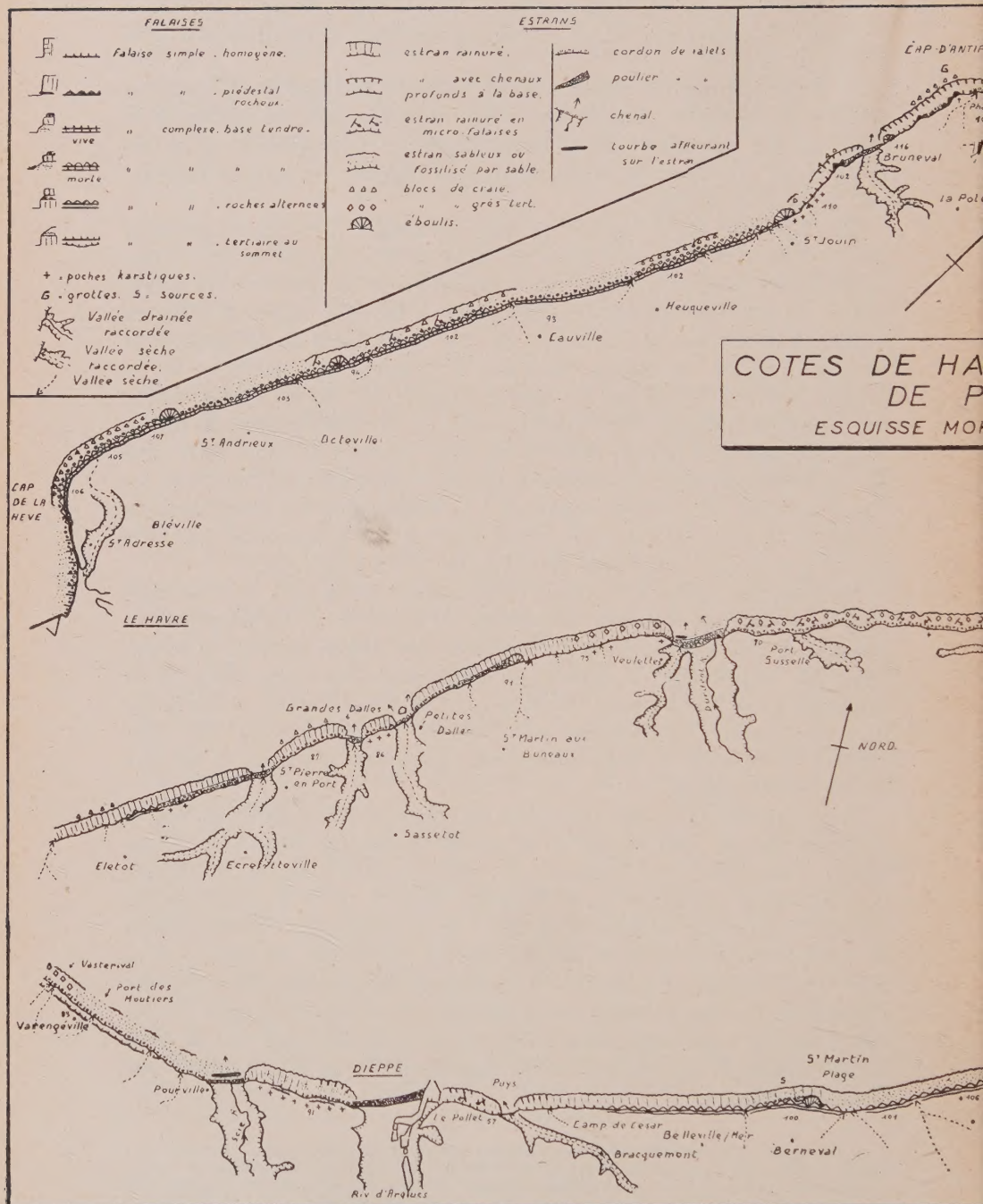
On objectera qu'il s'agit d'un tracé de détail. Il est exact que l'on peut enfermer cette côte dans un schéma très simple constitué par deux lignes droites partant du Cap d'Antifer et formant un angle obtus. L'une de ces droites, tangente à la côte entre Antifer et Sainte-Adresse, va se rattacher au delà de la Baie de la Seine, à la cuesta crétacée de Basse Normandie. L'autre suit le tracé de la falaise jusqu'à Veulettes et atteint l'extrémité de la falaise morte de la baie de Somme. Elle laisse un vide assez considérable, en forme d'arc de cercle concave, dont le sommet passe à Dieppe, l'estuaire de la Béthune, soit exactement dans le prolongement de l'axe du Pays de Bray. On pourrait penser à la renaissance du Bray dans ce secteur. Il n'en est rien. Le tracé général est simple. Le tracé de détail n'a pas la complexité de celui des côtes anglaises.

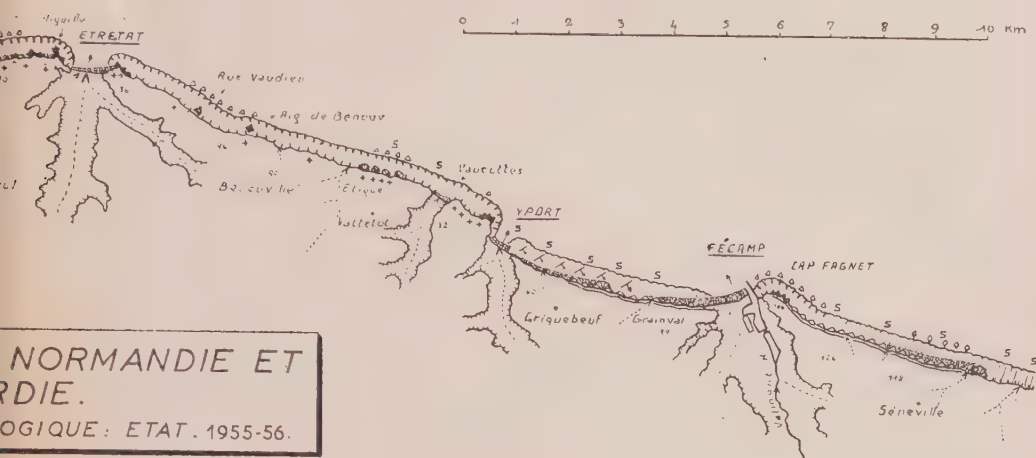
De l'autre côté de la Manche, on ne trouve nulle part un ensemble aussi continu de falaises crétacées. A l'arrivée à Newhaven, en passant à hauteur de Beachy Head et des Seven Sisters, le voyageur est frappé par la similitude apparente des deux côtes de la Manche. Cela fait au plus 20-25 km. Il en est de même dans la région de Douvres, à Margate ou à l'île de Wight. Sur les côtes anglaises, les falaises de craie sont assez rares, sans perdre pour autant de leur pittoresque.

Dans quelle mesure cette côte du Pays de Caux reflète-t-elle le contact de la mer et de la structure intérieure du pays ? Nous allons l'étudier tout d'abord (5). Mais *a priori*, on peut estimer que les côtes anglaises de la Manche entrent dans la catégorie des « côtes à structure oblique » (6), avec leur alternance d'anticlinaux et de synclinaux crétacés et de bassins tertiaires entamés par la mer. Par contre, ce que nous connaissons des plissements affectant l'Ouest du Bassin Parisien nous permet d'affirmer que la Côte de Caux est du type transversal. L'épaisseur de la craie et la plus faible ampleur des mouvements justifient le caractère plus soutenu des falaises.

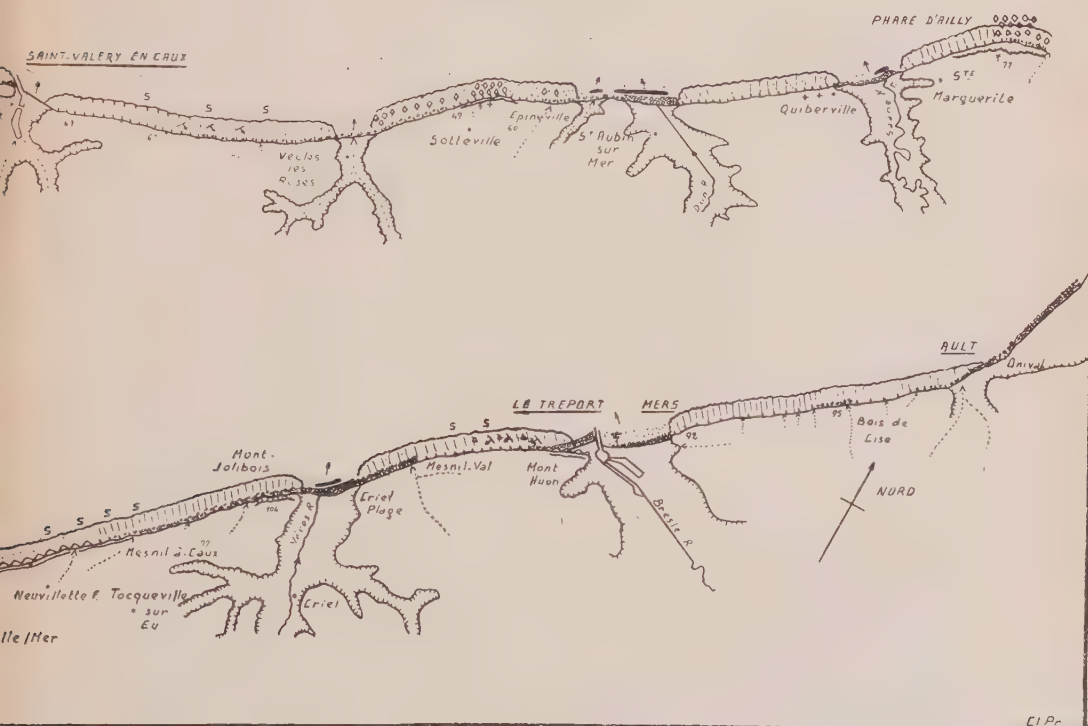
(5) P. BIROT. Un ouvrage sur la morphologie des côtes du globe. *C.R.A.G.*, sept.-oct. 1953, p. 364, écrit : « la morphologie littorale ne doit pas seulement prendre en considération les processus linéaires d'accumulation et d'érosion... toute explication générale ou régionale du relief des côtes suppose d'abord une base structurale et tectonique. »

(6) A. GUILCHER. *Morphologie littorale et sous-marine*. P.U.F., 1954, 210 pages, p. 130.





NORMANDIE ET
RDIE.
OLOGIQUE: ETAT. 1955-56.



I. — LES DONNÉES STRUCTURALES ET MORPHOLOGIQUES DE L'ARRIÈRE-PAYS CAUCHOIS

1° Les falaises du Caux dans le cadre de la Manche.

Pour bien penser les falaises qui nous intéressent, il est indispensable de les replacer dans le cadre de l'évolution générale de la Manche. Cette mer n'est pas profonde, surtout si l'on compare ses fonds à la hauteur des abrupts. Au droit du Cap d'Antifer, il faudrait parcourir plus de 25 km en mer, pour trouver des fonds supérieurs à 40 m (7), et les falaises ont plus de 100 m ; et près de 75 km pour arriver à la profondeur moins 60 m. Encore est-ce la partie de la côte où les fonds sont le plus vite accentués. Nous ne devons pas considérer la Manche, dans cette partie, comme une fosse marine, mais comme une simple dépression de caractère épicontinental (8).

Sur le pays de Bray, les cotes dépassent 220 m, alors que les falaises bordières de la région de Dieppe culminent vers 90 m. Une ligne tangente tracée entre le fond de — 40 m, le sommet de la falaise, couvrirait à peu près la surface dénudée de la craie pour arriver jusqu'au Bray. La falaise n'est qu'un simple remaniement de détail d'une structure d'ensemble assez simple.

A défaut de travaux français détaillés, nous possédons le résultat de recherches anglaises relativement précises (9). Les très belles conclusions de King sont à suivre sur bien des points : « dès l'orogénie armoricaine, la Manche et le Bassin de Paris ont été une aire de subsidence intermittente, tandis que le Devon, la Cornouaille et le Massif armoricain étaient des aires de surrection. Ce qui amène à conclure que le paléozoïque n'est pas loin de la disposition qu'il occupait à l'époque triasique. » Les cartes de répartition des différentes aires de sédimentation de la Manche (King, *o. c.*) amènent aux conclusions suivantes :

(7) OTTO PRATJE. Die Bodenbedeckung des Englischen Kanals. *Deutsch. Hydr. Zeit.* Bd. 3. Heft 3/4, 1950, pl. 14, p. 201-205.

(8) Ph. PINCHEMEL. *Etude morphologique sur le N.-O. du Bassin Parisien et le S.-E. du Bassin de Londres*. Th. Paris, 1952, p. 166-167. « Cette partie de la Manche est un synclinorium opposé à l'anticlinorium du Weald-Boulonnais, et non pas une zone de subsidence comme la mer du Nord. »

(9) W. B. R. KING. The geology of the Eastern part of the English Channel. *Q.J.G.S.*, t. 104, part. 3, 1948, p. 327-338, 1 pl., carte, 1 fig. coupe.

« The geological History of the English Channel. » *Q.J.G.S.*, 29 sept. 54, p. 77-101, p. 77, p. 94.

— Après le plissement hercynien subsistent des zones exondées et soumises à l'érosion : d'une part le Devon et la Cornouaille, d'autre part le Massif Armoricaïn, à peu près dans ses limites actuelles, en y comprenant la plate-forme immergée autour des îles anglo-normandes, et l'Artois-Boulonnais actuels, prolongements du Massif Schisteux rhénan et de l'Ardenne. Les aspects actuels de la tectonique sont déjà en place. Mais la déformation s'accroîtra, le centre se trouvant à hauteur de l'Île de Wight où le socle est actuellement à plus de 12.000 pieds (3.600 m). Pourtant la régularité des courbes — encore s'agit-il de sondages sismiques — prouve que nous ne sommes vraisemblablement pas en présence d'un fossé d'effondrement, mais d'une zone de subsidence.

— Au Permo-Trias, la tendance reste à l'approfondissement, mais également au rétrécissement de la région en voie d'affaissement, la partie la plus creuse restant l'Île de Wight. Toutefois, l'ensemble Boulonnais — Downs-Weald n'est pas affecté, et la sédimentation triasique y est nulle, ainsi qu'il apparaît actuellement dans la boutonnière du Boulonnais. Au Jurassique, la Manche occidentale semble davantage exondée tandis que la partie orientale gagne largement vers le Pays de Bray et le Boulonnais. La liaison avec le centre et l'Est du Bassin de Paris semble plus assurée.

— Cette tendance se poursuit pendant la période que les Anglais appellent « Pré-Chalk-Cretaceous ». Elle correspond sensiblement au Précénomaniën, soit au faciès sablo-argileux de l'Albien, de l'Aptien et du Néocomien : toute la série du « greensand et du wealdien » anglais. Le Boulonnais semble avoir repris sa tectonique du Permo Trias et le Crétacé inférieur y est peu représenté. A cette date, la liaison avec le Bassin Parisien est totale. L'épaisseur de la sédimentation « précrétacée » est moindre au droit de la Somme et surtout vers le Havre (King, p. 85). Cette constatation est des plus importantes car ces sédiments sont parmi les plus friables et ceux qui subissent le plus l'action de l'érosion marine et continentale. Malgré les failles qui les amèneront au niveau de la mer à Sainte-Adresse, cet aspect permet d'expliquer la moindre recul et la variété moins poussée des falaises du côté français. Le Wealdien et les sables du Gault sont en France épisodiques et peu apparents.

— Le dépôt de la craie (Chalk) se produit dans des conditions analogues, encore que la carte de King, si elle marque au Nord-Ouest et au Sud la limite probable du dépôt, laisse subsister un doute à propos du Boulonnais. La craie s'y déposa et sa surface fut déformée ultérieurement par l'anticlinal Boulonnais-Weald, reprenant les anciennes tendances manifestées dès l'époque hercynienne. L'aire d'extension de la craie est plus considérable que celle des sédimentations préexistantes. Au Crétacé supérieur, la Manche semble avoir repris au moins ses limites jurassiques, les dépassant

même en ce qui concerne la partie Ouest. A Wight, la craie à silex à 510 m d'épaisseur. Au centre du Bassin de Paris, elle a 540 m (King). Il semble bien que cette tectonique de la craie ait été déterminante en ce qui concerne notre région. King constate que si la craie est très épaisse dans les bassins tertiaires anglais et parisien, elle diminue considérablement d'épaisseur en Artois et en Picardie, là où elle est exondée et recouverte de Tertiaire. Passé le dépôt du Sénonien (craie blanche à silex), apparaît une discordance majeure marquée par un changement de faciès. La craie est un sédiment de mer peu profonde et chaude. Le Thanétien débute par des formations estuariennes. Par ailleurs, les dépôts tertiaires sont plus limités et plus variés que ceux de la craie. Trois principaux centres de sédimentation tertiaire nous intéressent, localisés au N. de Wight, dans la Manche (en face de l'estuaire de la Somme), et au centre du Bassin de Paris.

Mais il faut compter avec l'importance des dépôts, épars certes, mais nombreux, de l'argile plastique, des grès et des sables du Thanétien et du Sparnacien, sur les parties actuellement exondées des côtes de Haute Normandie. Il semble que la fin de la sédimentation crétacée ait été marquée par un mouvement d'exondation très poussé, déterminant la formation de cuvettes lagunaires (Wight-Paris - Manche-Est), tandis que les régions intermédiaires, relevées, étaient soumises à la fois à des érosions et à des phases de sédimentation détritique ou marécageuse assez localisées. C'est ce qui apparaît à la fois à la lecture de la carte géologique et à la prospection du terrain (Tertiaire de Sotteville, du Phare d'Ailly, de Criel-Jolibois). Ces déformations n'ont jamais eu une très forte amplitude, ainsi qu'en témoignent les terrains tertiaires dans leur très important gisement situé à moins de 30 m de fond au large de Dieppe et d'Abbeville.

La Manche se présentait au Tertiaire essentiellement comme une zone de dénudation, ayant sa tectonique propre et variable d'un point à un autre. Il est faux de vouloir reconstituer dans sa partie centrale la continuité des accidents nés de cette tectonique tertiaire. C'est vrai dans le Pas-de-Calais, ce qui explique la formation tardive du Channel, au terme d'une érosion continentale, accentuée par des crues proglaciaires (10).

Plus au Sud, l'évolution est plus complexe. Le Bray ne va guère au delà de l'anticlinal du Bray et pas davantage l'anticlinal Sud de l'île de Wight. On a plutôt affaire à des plis de faible envergure, se relayant, laissant subsister un certain nombre de bassins sédimentaires continentaux, sans grande importance. Plus tard, ces bassins seront envahis par la mer actuelle qui commencera son travail

(10) A. GUILCHER. La formation de la mer du Nord... *R. G. Lyon*, 1951, n° 3, d'après Reid.

de sapement des falaises au droit de la craie et du Tertiaire superficiel. Il est vraisemblable que l'action de la mer a été aidée par des déformations assez tardives, ainsi que semblent le prouver les failles actuelles, plus ou moins nivelées.

2° Les déformations de la surface prélandénienne et les aspects structuraux de la côte

La mer crétacée (Chalk) s'est étendue sur l'emplacement de la Manche actuelle, presque dans ses limites contemporaines. La craie (King, p. 84) constitue le fond de la Manche, parfois recouverte par des lits tertiaires, parfois laissant apparaître l'Infracrétacé ou le Jurassique, en petits anticlinaux érodés (des Bray). Le fait majeur fut le soulèvement de cette masse de craie, d'épaisseur d'ailleurs inégale, et son attaque par l'érosion subaérienne.

A. — *La surface d'érosion de la craie et l'argile à silex.*

Une discordance majeure est à placer au début de l'Éocène. Elle est pré-thanétienne. Nous analyserons plus tard les éléments tertiaires qui fossilisent cette surface supra-crétacée, terminale du dépôt des dernières assises de la craie à silex, sénonienne (Upper-Chalk). Cette érosion se traduit par trois faits qui semblent contemporains, mais qui peuvent avoir évolué par la suite indépendamment les uns des autres :

- les bonshommes de craie (véritables lapiés) ;
- les karsts profonds de la craie ;
- l'argile à silex.

a) La craie est en général affectée, à sa partie supérieure, par de profondes échancrures que l'on surnomme *bonshommes de craie* (Croquis n° II). Ces entonnoirs sont très irréguliers, dans leur répartition et dans leur forme. Ils n'existent que dans la craie à silex du Sénonien, les craies marneuses du Turonien et du Cénomaniens n'en portant pas. Il n'y a pas de formes analogues, par exemple, sur les falaises de Sainte-Adresse et jusqu'à Saint-Jouin. Elles sont donc liées à la nature calcaire de la craie. Il s'agit vraisemblablement de formes de dissolution superficielle, de caractère karstique. Dans cette roche relativement tendre, on peut parler de véritables lapiés. Ils sont souvent liés à des diaclases, mais cela n'a absolument rien de rigoureux. En second lieu, leur grandeur varie considérablement. Sur tout le secteur qui va d'Antifer à Yport, puis entre Veules et Saint-Aubin, ces formes de dissolution ne sont jamais très profondes. Elles dentellent le haut des falaises et contribuent à créer de petits pinacles, perchoirs favorisés des mouettes. On ne saurait en

aucun cas admettre qu'il y a filiation entre ces pinacles et des aiguilles comme celles de Bénouville ou Étretat.

A Étretat, les entonnoirs que l'on rencontre parfois, de haut en bas de la falaise, ont pour origine une échancrure superficielle, mais le puits vertical est dû au ruissellement des eaux actuelles.

En Angleterre, la falaise Ouest de Margate est celle qui possède le plus d'aiguilles isolées par la mer, et le sommet de la falaise est très régulier, sans aucune poche de dissolution. Par contre, à l'Ouest de Quiberville, et entre Dieppe et l'estuaire de la Scie, les pinacles sont extrêmement importants et profonds, atteignant souvent le 1/3 supérieur de la falaise, et il n'y a pas d'aiguilles. Ils sont en général liés à de très profondes diaclases et ne sauraient être rangés dans la même famille que les précédents. Les pinacles du sommet sont des formes superficielles de dissolution karstique, sans aucune liaison avec une karstification profonde. Cela se conçoit si l'on admet le caractère des couches sous-jacentes, souvent alternées de lits marneux. A Dieppe, on ne peut parler de pinacles : il s'agit de formes majeures, affectant la quasi-totalité de la falaise.

A partir de Dieppe et jusqu'à Ault-Onival, ces formes superficielles disparaissent. La falaise est un mur rigide, au sommet pratiquement plat, sans le moindre pinnacle. Pourtant, on a toujours affaire à la même craie à silex. Plus rares, les karsts profonds ne sont pas totalement absents. Quelle conclusion peut-on en tirer ? La dissolution superficielle de la craie a dû affecter la totalité de la surface du Sénonien, sous un climat fort différent du climat actuel. Assez curieusement, ces formes de dissolution ne se sont maintenues qu'au Sud d'une ligne passant à hauteur de Dieppe et de la vallée de la Béthune. Il faut admettre qu'au Nord, elles ont disparu ultérieurement, sous un climat susceptible de provoquer une forme d'érosion différente, et de faire disparaître les entailles karstiques qui n'étaient pas très profondes.

Pouvons-nous dater cette décalcification superficielle ? Elle est postérieure au dépôt de la craie, indépendante du pendage des couches, et témoigne d'une ablation, d'une perte de substance.

Toutefois, les pinacles ne se trouvent que sur les sommets sensiblement horizontaux, entre Antifer et Dieppe, et jamais sur le versant des valleuses, même sur des versants à faible pente. Il s'agit d'une forme superficielle, liée à une surface d'érosion post-crétacée et reprise ensuite par l'entaille des vallées actuelles réa-lisées sous d'autres climats.

b) *Problèmes des karsts* (croquis I). — A côté de cette karstification superficielle existe dans la craie une karstification profonde. Les deux ne coïncident pas. Nous avons trouvé, dans une carrière de la vallée de la Canche, près de Montreuil-sur-Mer, un très beau karst de la craie non accompagné de bonshommes en surface. Cela ne

fait que confirmer notre hypothèse de la disparition des lapiés de surface. De même, plus au Sud, les karsts profonds ne coïncident pas nécessairement avec des formes superficielles. De toute façon, il semble qu'il n'y ait absolument aucun lien entre les deux niveaux. Si, près de Dieppe, les diaclases (Photo 3), descendent jusqu'à la base de la falaise et sont relayées par des grottes karstiques, par contre, sur la presque totalité des pans de falaise (Photos 1 et 2), on découvre, soit à mi-hauteur, soit à la base, des poches et des fissures karstiques, sans que jamais, sur la falaise, apparaisse la liaison entre le haut et le bas. Ils ne sont pas davantage en rapport avec le tracé des valleuses qui sont d'une autre époque. Ces karsts ont été reliés à une circulation souterraine profonde, venant de l'intérieur et non en rapport immédiat avec la partie superficielle dissoute. Les principaux karsts se situent à l'Est de Saint-Jouin, aux environs d'Antifer et d'Étretat, entre Étigues et Yport, à l'Ouest de Veulettes, vers Sotteville et Quiberville, et entre Dieppe et la Scie. Plus au Nord-Est, nous n'en avons pas vu, sauf dans la vallée de la Canche, ce qui ne signifie pas qu'ils sont absents. Ils peuvent simplement ne pas être tranchés par la falaise dans leurs formes majeures.

Ces poches et ces conduits karstiques présentent un très grand intérêt. Leur formation est contemporaine ou légèrement postérieure à celle des lapiés superficiels. Ils ont été fonctionnels beaucoup plus longtemps. Toutes les grottes observées sont tapissées sur le fond et souvent à la périphérie, par de l'argile à silex englobant des silex entiers de la craie, non stratifiés. La majeure partie de la poche renferme des silex éclatés, lités, avec des argiles et surtout des sables. Ces silex éclatés viennent du remaniement des silex de l'argile, au Quaternaire, lors des glaciations. En aucun cas, nous n'avons trouvé de litages superposés, séparés par une sédimentation différente manifestant plusieurs phases de refroidissement. Si ces karsts cessaient d'être drainés à un moment donné (par exemple lors d'un maximum glaciaire), ils fonctionnaient à nouveau à la fonte de la merzlota. La dernière décrue glaciaire aurait remblayé les conduits. Fait capital, aucun des karsts n'est fonctionnel actuellement. Ils ne le sont certainement pas en hiver, car les poches situées au-dessus de l'atteinte de la mer sont parfaitement conservées avec leur argile et leurs silex éclatés. Il y a une circulation souterraine dans la craie ; elle ne se fait plus par ces canaux anciens.

Dans les conditions climatiques actuelles, la craie est encore dissoute par les eaux d'infiltration. La teneur en CO_3Ca oscille autour de 200-228 mg par litre à Yport, 140 mg (à 11°) à Fécamp (11).

(11) TROMBE, Félix. *Traité de spéléologie*. Payot, 1952, 376 p., p. 43.

Lettres du 15 janvier 1957 de M. le Maire d'Yport donnant des résultats pour 1857 et mars 1955. Lettre du 15 janvier 1957 de M. l'Ingénieur des Ponts et Chaussées de Fécamp.

Ces chiffres sont importants si l'on admet qu'en cas de corrosion rapide, avec CO_2 , la solubilité d'un calcaire peut aller à 500 mg CO_3Ca par litre. Cela ne se traduit ni par un élargissement des diaclases, puisque l'argile n'est pas entraînée en profondeur, ni par la création d'un réseau karstique actuel. Martel (12) en 1921 parle de la grotte aux Pigeons, du Cap d'Antifer, dont le plafond débite des « cascadelles de plus de 10 litres par seconde » et d'« une vraie rivière souterraine » près de la porte de la Courtine.

En 1955, une reconnaissance précise ne nous a pas permis de constater autre chose que des suintements. La présence sur l'estran de sources artésiennes liées à des diaclases élargies (Yport) laisse à penser que la circulation, dans la craie, se trouve liée à une nappe (niée par Martel) en rapport avec le niveau hydrostatique des eaux marines, et en voie d'abaissement. Il est possible qu'existe un karst actuel avec grottes et rivières souterraines. Mais il est inférieur au niveau de la mer.

M. Birot (13) écrit qu'« entre la nappe karstique et la zone de dissolution superficielle s'interpose une zone de grottes sèches, une zone morte, frappée elle aussi d'immunité ». Les disparitions récentes des rivières militent en ce sens, mais, dans ce cas, les 100 m de falaise appartiennent à la zone sèche, toutes les grottes étant bourrées d'argile et de silex. Sur une surface correspondant à un rectangle de 135.000 m $\times$ 80 m de haut, soit 1080 ha de falaise, en coupe, nous n'avons constaté *aucune forme de karstification contemporaine*. Le karst est fossile, élaboré sous des conditions climatiques très différentes des conditions actuelles : climat tropical, sans doute très humide, permettant une dissolution plus efficace de la masse crayeuse. On pourrait objecter (14) que les calcaires sont beaucoup plus solubles dans les eaux froides que dans les eaux chaudes et que ce karst s'est élaboré en climat quaternaire. Dans cette hypothèse, on conçoit mal les raisons de l'engorgement et son maintien. Le karst profond du Caux, tout comme les pinacles, est lié aux climats tertiaires qui ont élaboré la surface d'érosion de la craie. Réalisé plus tardivement, à un moment où existaient les vallées, il eût été lié au tracé de celles-ci. L'argile à silex pose un autre problème.

c) *L'argile à silex* (15). — Selon Whitaker (cité par Edmunds), l'argile à silex doit se former jusqu'à l'époque actuelle par dissolution lente de la craie. Elle contient souvent des éléments qui ne dérivent pas de la craie : du tertiaire remanié. La légende de la carte géologique d'Yvetot précise que l'argile à silex recouvre uni-

(12) MARTEL, E. A. *Nouveau traité des eaux souterraines*. Paris, 1921, p. 334.

(13) BIROT, P. *Essai sur quelques problèmes de morphologie générale*. Lisbonne, 1949.

(14) J. CORBET. Les lapiaz marins. *R.G.L.*, 1952.

(15) F. H. EDMUNDS. *The Wealden District*, 2^e édition, 1948. *Geological Survey*, p. 1 à 93, p. 56 et aussi PINCHEMEL, o. c.

formément tout le plateau du Pays de Caux. Son épaisseur varie de 5 à 30 m. C'est un mélange de limon brun et d'argile franchement rouge avec silex entiers provenant de la craie. Elle forme dans la craie des poches très irrégulières (entre les pinacles), mais nulle part elle n'offre les caractères d'un dépôt de transport et son origine ne peut être attribuée qu'à la dissolution, opérée sur place, de la craie et des formations éocènes qui la recouvraient. De fait, jamais nous n'avons constaté un litage quelconque de l'argile à silex, sauf à retrouver des involutions dues à la cryoturbation. En réalité, on pourrait presque parler d'amas de silex, tellement ils sont nombreux, l'argile s'étant associée aux silex en se répartissant entre les blocs.

L'argile à silex pourrait-elle être un dépôt de transport et non une formation *in situ* ? Jamais les silex de la formation ne sont roulés. Ils sont absolument analogues — sauf leur rubéfaction — à ceux de la craie sous-jacente. Ils n'ont pas été transportés et forment la masse essentielle. On peut objecter qu'il aurait fallu une masse considérable de craie pour donner une accumulation de ce genre. L'épaisseur de la craie est très grande (16). A l'île de Wight on l'estime à 1 800 pieds (540 m), à 700 pieds (210 m) actuellement sur les côtes de la région des Grandes Dalles. La dissolution de 200 m de craie est possible. Les plus grands dépôts d'argile à silex se trouvent en France sur les falaises de Sainte-Adresse à Saint-Jouin où actuellement il n'y a plus de craie à silex. Ici, la totalité de la craie a été dissoute. Seuls les silex sont restés avec l'argile résiduelle. Or, les silex ne sont pas lités. Il s'agit d'un dépôt *in situ*, dû à la dissolution d'une masse considérable (ce qui fait supposer que la limite du dépôt crayeux allait assez loin vers le Sud).

La masse principale d'argile est localisée sur les anciens anticlinaux de la craie. La dissolution y fut plus active et intéressa des épaisseurs considérables de matériaux, les « régions insuffisamment soulevées n'ayant pu engendrer une puissante nappe d'argile à silex » (17).

M. Pinchemel (18) admet que dans la région centrale de la Picardie, la craie blanche supérieure affleure : craie à Belemnites. « L'absence totale, du moins la très grande rareté de l'argile à silex y provient de ce qu'une très faible partie de cette craie a été dissoute... Dès qu'on quitte le domaine de la craie à Belemnites, l'argile à silex apparaît. Il y a donc lieu de penser que c'est surtout aux dépens de cette craie que l'argile à silex a pu se former en atteignant son plus grand développement dans les régions anticlinales sur lesquelles une plus grande épaisseur de craie a été enlevée. »

(16) KING, *o. c.*, p. 86.

(17) TRICART, La partie orientale du Bassin de Paris, *o. c.*, p. 90.

(18) PINCHEMEL, *o. c.*, p. 103.

Toutefois, il justifie l'argile à silex essentiellement par la présence d'argile plastique éocène, reprise au sein de la formation.

Nous nous bornerons à constater que :

— si l'argile à silex vient de la craie à Belemnites (C³) — ce qui peut paraître paradoxal puisque le niveau renferme peu de silex, inclus essentiellement dans la craie blanche (C⁷) — on devrait en trouver dans le synclinal de la Somme puisque C⁸ y a pratiquement disparu ;

— si l'argile à silex s'est constituée sur les anticlinaux, il est normal d'en découvrir au Sud (Bray et bloc relevé de Sainte-Adresse), mais il devrait y en avoir sur l'anticlinal de Penly, la craie marneuse étant relevée au niveau supérieur des falaises. Ce qui n'est pas le cas. De même au Tréport ;

— si l'argile à silex s'est constituée aux dépens du tertiaire, elle devrait atteindre sa plus grande épaisseur à l'Ailly, là où subsistent 50 m de dépôts tertiaires en place ;

— enfin, l'argile à silex correspond à la réalisation d'une surface d'érosion infra-éocène, et les bonshommes de craie sont inséparables de l'argile. Or, curieusement, là où l'argile n'apparaît plus sur le front des falaises (19), les bonshommes ont également disparu. (Est de la vallée de Belleville — en réalité depuis Saint-Valéry.) De Saint-Valéry à Belleville, les formes de dissolution sont absolument mineures et n'ont plus aucune influence sur le tracé supérieur de l'abrupt. La non-formation d'argile ne justifie pas la non-altération superficielle de la craie. Il faut admettre que les lapiés de la craie ont disparu en même temps que l'argile à silex par suite d'une érosion de caractère différent.

Il y aurait eu de l'argile à peu près partout, en moindre épaisseur dans les régions synclinales. Cette argile se serait maintenue au Sud, dans le Caux, arasée cependant puisque le sommet des falaises est à peu près constant en altitude. Au Nord, en Picardie, les traces de la surface éocène ont disparu, sauf dans les régions plus basses où le tertiaire lui-même s'est maintenu (Sotteville, Ailly), voire à être relevé localement par le jeu des failles (Criel, Jolibois).

A quelle date et à quel système peut-on imputer cette ablation de l'argile et des bonshommes ? Certainement après le Sparnacien. Quant au système, on reste perplexe. La réalisation de pédiments tertiaires, sur la craie, au mio-pliocène, aurait pu amener la création de tels aplanissements ; mais tout aussi bien l'élaboration de surfaces d'abrasion marines pliocènes, chères aux auteurs anglais, ou les cryoturbations quaternaires. Peu d'argile, un matériel d'affleurement très gélif, la craie, la solifluction des argiles sur les versants Ouest des vallées, tout cela peut se justifier, ou se compléter.

Il ne nous appartient pas de trancher cette question. Constatons simplement que l'argile à silex ne se constitue plus vraisemblablement sous les climats actuels ; sinon, on voit mal pourquoi les falaises Nord, sous le limon n'en portent pas trace. Cette couche superficielle a une influence déterminante sur le profil actuel des falaises :

— Au Sud, à la Hève, elle constitue un abrupt de 15 à 30 m qui évolue indépendamment de la craie sous-jacente ; les silex maintiennent une pente verticale et le rôle des bonshommes, rares, aidant au glissement de l'argile, est réduit.

— D'Antifer à Saint-Valéry, l'argile est moins épaisse. Entraînée

(19) Ceci est constaté également au Nord de la Somme (carte géologique de Montreuil), M. Pinchemel lui-même, cite le cas de dépôts anormaux donc remaniés par solifluction sur les pentes. Mais les plateaux en portent peu. Ce fait est particulièrement net quand on survole le littoral à basse altitude. Les deux secteurs de falaise avec ou sans argile à silex sont nettement différenciés, et ceci malgré la carte géologique.

par le ruissellement, elle coule au creux des lapiés et tapisse le front de la falaise. Ceci explique l'effondrement plus rapide de la partie supérieure, formée d'entonnoirs dus au glissement.

— De Saint-Valéry à Dieppe, l'argile se fait plus rare et les bons-hommes sont inexistants, d'où la platitude du sommet. Mais les dépôts tertiaires relaient l'argile à silex et donnent des profils très originaux.

— Au delà de Dieppe, l'argile disparaît faisant place au limon, sauf sur certains versants de valleuses.

Ce fait se traduit par une différence entre le paysage rural picard, influencé par le limon, et celui du Caux dominé par l'argile à silex. Or, sur la côte, la limite apparaît nettement à hauteur de la valleuse de Belleville (7 km à l'Est de Dieppe) : à l'Ouest, argile à silex, à l'Est, disparition de l'argile à silex et limon de couverture. De Belleville vers l'Ouest, et jusqu'à Sainte-Adresse, il n'y a jamais le moindre rideau. Les rideaux vont se multiplier, au contraire, à partir de cette valleuse. Belleville fait même une transition remarquable. Elle est naturellement dissymétrique, avec limon sur le versant oriental (adret), l'autre portant encore un peu d'argile. Le versant argileux est peuplé de fougères et de boqueteaux et n'a pas de rideaux. L'autre versant porte des rideaux, sur le limon. Dès lors, il y aura des rideaux sur le limon, atteignant parfois l'argile à silex sous-jacente, quand celle-ci existe. On peut se demander s'il n'y a pas de relation de cause à effet. Dans le pays de Caux, l'argile glisse sur le versant. Cela importe assez peu, car la craie ne peut être mise à nu, vu l'épaisseur de la couverture argileuse : il est inutile de labourer en brisant la pente. Au contraire, dans les Pays de limon, le labour en rideau permet d'éviter que le ruissellement n'entraîne le limon, souvent peu épais, vers le bas (20). C'est une technique de conservation des sols. Il s'agit d'un fait humain et nullement d'un processus physique. Nous avons parcouru tout ce secteur Nord-Est de la côte et les rideaux sont très nombreux sur tous les versants de valleuses. La falaise offre une coupe magnifique permettant d'étudier le rapport entre ceux-ci et la craie sous-jacente. Jamais, et il n'y a aucune exception, nous n'avons trouvé la moindre relation entre les rideaux, phénomènes superficiels, et la surface de la craie. Il semble exclu que ces formes de terrain soient en rapport avec des affaissements ou tassements du sous-sol. La surface de la craie est convexe, très régulièrement, et le sol superficiel est seul brisé par les rideaux. Il peut arriver que la craie affleure, mais c'est un accident de labours trop profonds (21).

(20) P. FÉNELON. Les rideaux de Picardie et de la Péninsule ibérique. *B.A.G.F.*, nos 255-56. — janv.-fév. 1956, p. 2-9. Notre texte était écrit avant sa parution. Les vues de M. Fénelon confirment nos propres conclusions sur la nature indubitablement humaine des rideaux.

(21) M. PINCHEMEL n'a pas tranché la question. Il admet et la possibilité de formations karstiques par tassements et diaclases, et l'intervention humaine. Il est curieux qu'au-

B. — *Les problèmes du tertiaire. (Les dépôts.)*

La fin des dépôts crétacés a vu la réalisation sur la craie à silex d'une surface post-crétacée. Jusqu'à quelle date s'est poursuivie l'élaboration de cette surface ? Seule l'étude des dépôts superficiels permet de répondre à cette question, au moins partiellement. Nous avons à notre disposition trois relais de dépôts. Deux sont actuellement en position continentale, l'autre en position sous-marine.

— Le premier, le plus important, intéresse l'Angleterre du Sud, plus exactement la partie du Hampshire qui confine au détroit situé entre la côte et Wight : the Solent. Il s'agit essentiellement d'éocène allant des Thanet Beds aux argiles de Londres. Les premières formations sont essentiellement estuariennes, les Londons Clays étant marines. On ne trouve pas dans cette région de l'Angleterre de formations continentales ou marines tertiaires, postérieures. Dans la région de Chichester, les plages anciennes actuellement continentales sont constituées de monceaux de galets, vraisemblablement repris de la craie et roulés. De quelle date sont ces plages, assez élevées topographiquement ? Il est difficile de le dire. Même si ces dépôts remaniaient du tertiaire, ils ne devraient pas être considérés comme en place.

— Le second gisement tertiaire intéresse le centre de la Manche, entre l'île de Wight et l'estuaire de la Somme. Il est peu profond (— 30 m). Il atteint une épaisseur assez forte (700 pieds = 210 m), bien supérieure à celle des argiles et sables du phare d'Ailly, mais très inférieure à celle de Wight (2.000 pieds = 600 m). Il semble bien qu'il s'agisse, sinon du prolongement du précédent, au moins d'un dépôt similaire, effectué dans une autre zone de subsidence lagunaire, plus élevée qu'elle ne l'est actuellement, à moins que l'invasion de la Manche n'ait enlevé les témoins littoraux de son extension. Selon King (p. 82), ce tertiaire serait assimilable à la partie supérieure des argiles de Londres du type vaseux Hampshire. Il y aurait donc une relative continuité entre les deux gisements, au moins dans les formes de la sédimentation.

— Le troisième gisement est assez disséminé à la surface des plateaux crayeux de Haute Normandie et de Picardie. Il est constitué par trois formes dominantes : grès, argiles et sables.

a) Les *grès* sont de belle couleur rose brun, et se retrouvent très localisés, en grande quantité, sur les plages. L'un des plus beaux gisements est à Sotteville. Il en est de même au Phare d'Ailly. Ailleurs (croquis II), leur gisement est plus espacé. Étant donné le

cun phénomène de tassement ne se soit produit, par exemple, sur les versants des valliées vers Fécamp ou Étretat.

cube considérable de ces amas gréseux, ils ne peuvent être transportés, sauf par des tempêtes exceptionnelles, et seulement latéralement vers la falaise. Leur gîte est donc lié à leur présence initiale au sommet de la falaise dont ils tombent du fait de l'érosion régressive et du remaniement de l'argile à silex. C'est là que nous les étudierons (croquis VI).

Leur situation est toujours remarquable : ils se trouvent au fond des encoches des pinacles ou à mi-hauteur de ces encoches, ou, exceptionnellement et en petits blocs, au sommet. Par ailleurs, ils contiennent, insérés dans la masse, des silex de la craie, qui sont inséparables des blocs. Les silex sont noyés assez profondément, car, sur l'estran, il arrive que l'action de la mer les déchausse, formant des alvéoles sur le poli du grès (Photo 7). Il ne s'agit pas d'une croûte gréseuse superficielle. La constitution est intraformationnelle : au sein de l'argile à silex, un enrichissement en silice a amené la formation des blocs de grès emballant des silex. Ce n'est pas un conglomérat et la présence de sable parmi l'argile ne doit pas nous étonner, car les formations tertiaires sus-jacentes en contenaient des quantités appréciables. Il est difficile, en voyant ces blocs mal équarris, de songer à un transport quelconque, même sous l'action d'une cryoturbation postérieure. Leur fréquence exclut cette hypothèse.

La légende de la carte géologique (Yvetot) date ces grès du Thanétien, les reliant au grès de Frétoy (feuille de Neufchâtel) ou aux sables de Bracheux, d'après la faune (*Cardita multicosata*). S'agit-il d'une croûte superficielle, formée partiellement aux dépens des silex sous-jacents (il n'y a pas de litage) et remise en mouvement ultérieurement ? S'agit-il d'une formation interne ? Mais alors (22) il devrait y avoir des enveloppes corticales. Et quel est l'âge exact ? Les sables et argiles supérieurs (Sparnaciens) semblent la dater avec certitude. On ne saurait reporter la genèse à une croûte postérieure, par exemple miocène (23). Force est d'admettre, au terme du crétacé, une érosion et un climat ayant permis l'élaboration de grès. Des formations lagunaires ou littorales, thanétiennes ou préthanétiennes, ont déterminé la précipitation de silice, emballant et les sables et les silex.

Mais alors se pose un problème. Au Sud, là où l'argile à silex atteint son maximum d'épaisseur (plus de 10 m), il n'existe aucun bloc de grès, et leur absence sur l'estran prouve qu'il ne s'agit pas d'un accident. La formation des grès, emballant des silex dans leur masse, n'est pas due à la présence de l'argile, mais bien à celle des sables tertiaires superficiels. Les grès sont liés aux sables tha-

(22) M. BIROT, au cours d'un entretien en janvier 1957, a fait cette objection et émis l'hypothèse d'une formation plus récente. Mais les sables et argiles sus-jacents et la faune des grès ne permettent guère de doute.

(23) A. CHOLLEY. *B.A.G.F.*, n°s 259-260, mai-juin 1956, p. 110-113.

nétiens et au phénomène de migration de la silice au fond des poches des pinacles. On ne saurait les expliquer autrement.

b) *Les argiles et les sables* sont difficilement séparables les uns des autres. Ils sont associés et tous les gisements que nous avons pu étudier montrent des alternances de lits sableux et de lits argileux (Fécamp, Yport, Bruneval, Phare d'Ailly, Mont Jolibois). C'est au Sud de Fécamp, sur le bloc effondré de la faille, que nous avons observé les plus importants, dans des carrières. Les sables, jaunâtres ou verdâtres, sont en règle générale extrêmement fins, beaucoup plus que ceux que l'on trouve sur les estrans, provenant des formations du Gault. Il s'agit évidemment de sables longuement remaniés. Quant aux argiles, elles sont versicolores et plus particulièrement teintées de vert, bleu ou rouge. Elles ont été assimilées au Thanétien-Sparnacien.

Quelle est la situation générale de ces dépôts ? Il ne s'agit que rarement de dépôts en poche. Contrairement aux gîtes signalés par M. Cholley (*o. c.*) dans la région de Rouen, les affleurements sur les falaises ne laissent aucun doute à ce sujet, sauf quand ils sont remaniés à la faveur d'une valleeuse (près de Pourville). Il est difficile de se prononcer sur les gisements de l'intérieur, exploités en carrières, où l'affleurement d'un versant de craie a pu laisser supposer la présence de poches. Nous nous bornerons à l'analyse de 4 dépôts importants : Phare d'Ailly, Mont Jolibois, Sotteville, Fécamp, et à celui, similaire, qui domine les falaises de l'Ouest de Newhaven, sous le radar. Celui du Phare d'Ailly est de loin le plus important, mais aussi le plus dangereux à prospecter, parce que non déminé. Une première campagne nous y avait mené, mais en connaissance de cause, nous n'y sommes pas retourné. Vus du bas de la falaise ou d'avion, ces dépôts présentent une remarquable horizontalité et le caractère plan des couches ne saurait être contesté. Ils sont absolument indépendants de la surface de la craie, marquée par des pinacles. Si les grès sont logés dans les creux, les argiles et les sables sus-jacents y sont complètement indifférents. Il s'agit bien de dépôts lagunaires. Ils ont pu être déformés quant à leur altitude initiale, ils n'ont aucunement été plissés.

Le second intérêt se trouve dans leur localisation. Selon la carte géologique d'Yvetot, ces dépôts tertiaires seraient conservés au pied de l'escarpement de faille (Fécamp-Villequier), sur la lèvre affaissée de la faille. Et ils se seraient formés dans les parties déprimées de la surface de la craie. Cependant on ne saurait suivre très loin ce raisonnement. Il est normal que, faillés, les dépôts aient été enlevés sur la lèvre supérieure. Ils ne l'ont en tout cas pas fossilisée, et la faille leur est postérieure. Par ailleurs, s'ils sont conservés dans les parties déprimées, on peut admettre qu'initialement, ils s'étendaient sur la majeure partie, sinon la totalité du pays. Il en

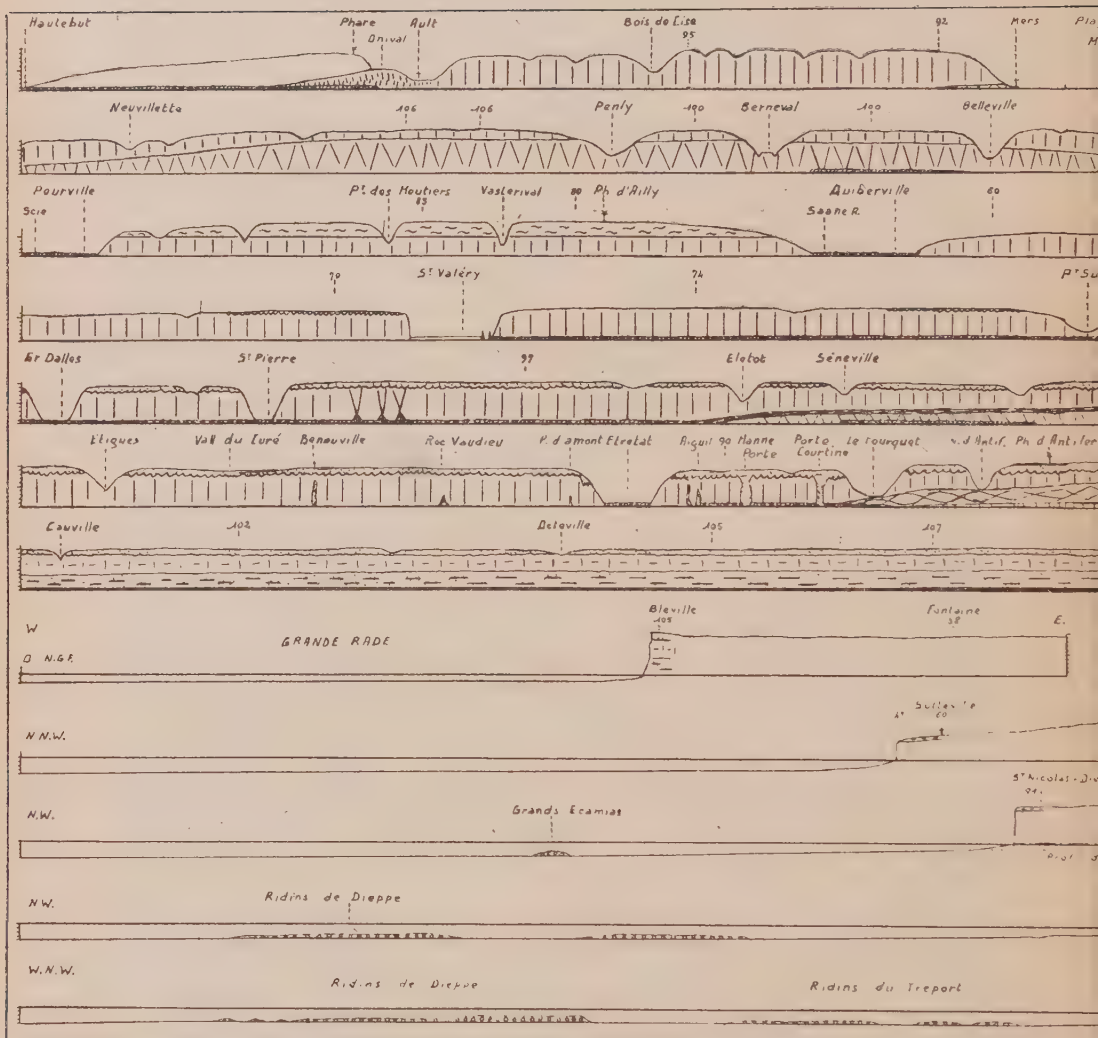
est signalé à Saint-Jouin — où nous n'avons pu les observer — par 110 m d'altitude, soit sur un des points les plus hauts du Caux. Ils fossiliseraient alors la surface d'érosion post-crétacée, ce qui nous semble tout à fait plausible. Nous avons vu ceux d'Yport assez fragmentaires. Ceux de Fécamp, plus remarquables, sont au pied de la faille et ne sont pas convaincants. Ceux de Veules-Sotteville sont à 30-40 m d'altitude, au sommet d'une falaise basse. Ils sont horizontaux. Leur position ne veut pas dire absolument qu'ils se soient déposés dans une cuvette mais ils peuvent avoir été conservés par une subsidence locale. Ceux du Phare d'Ailly se trouvent dans une position à peu près analogue. Les plus remarquables sont ceux du Mont Jolibois, dominant la vallée de la Yère, à environ 100 m au-dessus du niveau de la mer. On ne saurait les soupçonner d'être en position synclinale. Ils sont pourtant bien conservés, encore qu'assez localement.

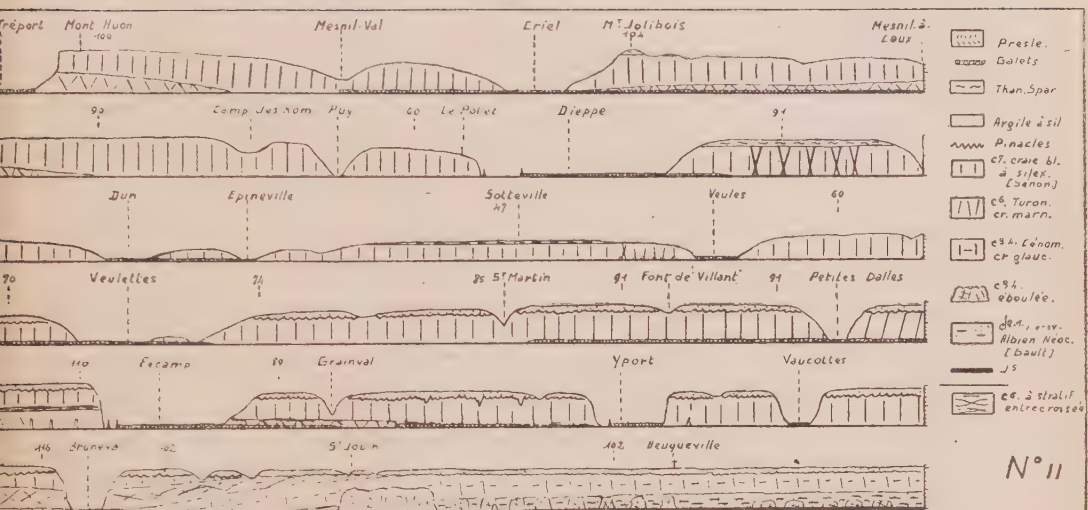
Il est vraisemblable que les formations de l'argile plastique ont recouvert la totalité du pays. Elles sont demeurées en place dans la mesure où les failles et les gauchissements postérieurs le leur permettaient. Elles ont pu s'incorporer à l'argile à silex, en donnant partiellement la matrice. Mais essentiellement fragiles, elles n'ont subsisté qu'en certains points, qui n'étaient pas nécessairement bas, ce qui laisserait supposer des déformations assez tardives de cette surface.

Quel est leur rapport avec l'argile à silex ? Au Phare d'Ailly et au Mont Jolibois, elles recouvrent l'argile à silex et ne sont pas recouvertes par elle. A Ailly, leur structure siliceuse a donné ce très pittoresque aspect des forêts de Varengeville et de Sainte-Marguerite, si différent des aspects initiaux de la craie et de ses sols superficiels. Toutefois, si cela semble être la règle générale, sur les versants, les sables et argiles tertiaires ont pu être recouverts par des glissements d'argile à silex. La présence de silex, alors qu'il n'y avait pas de craie au-dessus, élimine la possibilité de formation *in situ* de cette argile supérieure. C'est le cas à la tête du vallon de Bruneval.

La présence des dépôts infratertiaires, leur remaniement plus ou moins prononcé avec l'argile à silex, nous permet, avec l'absence de dépôts tertiaires ultérieurs, de formuler les conclusions suivantes :

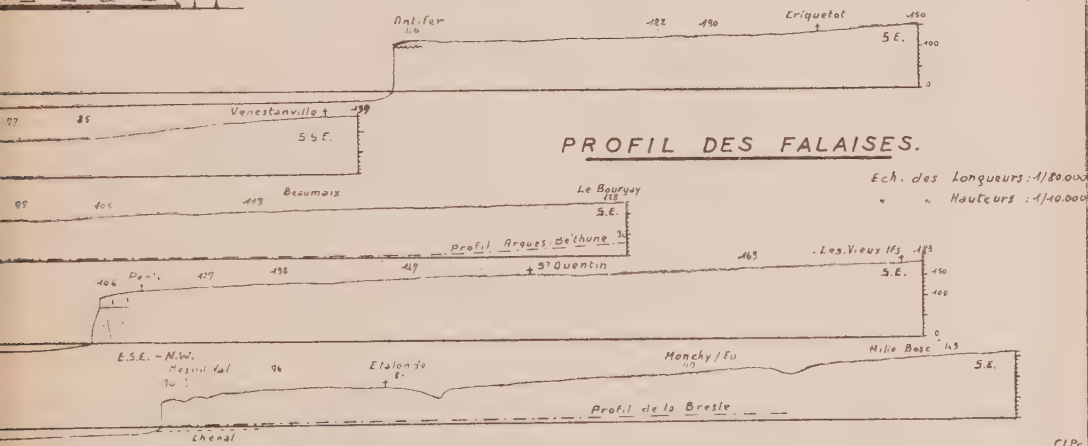
— La fin du dépôt de la craie à silex a été marquée par une exondation générale de la Manche et des régions voisines, et par la formation d'une surface d'érosion générale de la craie, mordant profondément sur les anticlinaux, soulignée par l'abandon sur place des silex déchaussés par une érosion continentale et une dissolution chimique très vigoureuse. Cette surface a été noyée sous la masse des silex, allant à la Hève jusqu'à la disparition totale de la craie. Les plissements et les failles ont été déterminants dans cette exon-





LA FALAISE VUE DE LA MER.

Echelle des Longueurs: 1/40.000
Echelle des Hauteurs: 1/10.000



dation. Ils ont été nivelés avant les dépôts tertiaires. Ils ont rejoué ultérieurement (faille de Fécamp).

— Le tertiaire a débuté par la formation de subsidences locales, permettant des dépôts lagunaires assez généralisés pour que la presque totalité de la Manche actuelle soit recouverte par les sables et argiles du Thanétien.

— Ensuite, dans sa totalité pour la région qui nous intéresse, l'ensemble a été relevé et aucun dépôt tertiaire ultérieur ne s'est manifesté. C'est seulement entre Dieppe et Wight, et dans le Hampshire que les argiles de Londres traduisent une tendance à l'ennoyage, épisodique du reste puisqu'il n'y a aucun dépôt postérieur. Pendant toute la durée du tertiaire, la Manche et les côtes voisines ont donc été des zones de dénudation, faisant disparaître la majeure partie des dépôts initiaux du tertiaire, dépôts qui devaient être fort épais. Sur la côte française, la tendance à la dénudation a été plus forte qu'en Angleterre. Nous n'avons donc pas affaire à une seule surface, mais à des ensembles polygéniques, lointainement reliés à une Manche occidentale, très en retrait de ses positions actuelles. L'absence de toute sédimentation pliocène en fait foi. Il est probable que les dernières déformations ont été assez récentes et qu'elles ont affecté cette surface tardivement, juste avant que se réalise le tracé actuel des vallées. Le sommet des falaises ne porte pas la moindre trace de formations oligocènes et encore moins de « dépôts concrétionnés formant des croûtes parfois très épaisses » (24) en rapport avec l'extension d'une surface miocène sur le Pays de Caux. Les grès et conglomérats de silex sont éocènes.

c) *Les déformations de la surface infra-éocène et son rajeunissement.*

— L'étude que nous avons faite de la réalisation, sur la craie, de la surface infra-éocène (surface du karst et de l'argile à silex), prouve à elle seule que les déformations ont affecté la craie après son dépôt et mis fin à ce dépôt. Cette surrection a interdit presque totalement (sauf London's Clay), le dépôt de faciès marins dans la Manche. L'orientation générale semble directement en rapport avec les directions principales du substratum hercynien.

Au cours du tertiaire, ces accidents ont rejoué dans le même sens. M. Pinchemel parle de l'inversion tectonique du Bray. Mais, en fait, cela ne s'est pas traduit par une invasion marine crétacée différente de celle des autres régions du Bassin de Paris. Il subsiste tout de même une continuité tectonique, surtout à partir de la surface infra-éocène. A la tectonique de plissement succède partiellement une tectonique de faille. Elle n'a affecté d'ailleurs que la région au Sud du Bray (faille de Fécamp, de Dieppe, du Havre, fossé de la Seine à Rouen et Elbœuf, et peut-être faille de la Béthune et du

(24) A. CHOLLEY. *B.A.G.F.*, 1956, o. c., p. 112.

Thérain). Le Jurassique, plus résistant, était à peu de profondeur, et sa tectonique brisante a réagi sur la craie sus-jacente. Au Nord d'une ligne Dieppe-Bray, la puissance du Crétacé a amorti les failles et elles ne se sont guère traduites que par des plis de direction similaire. En fait, il y a continuité entre ces deux aspects tectoniques. Leur âge ? Ils sont postéocènes, puisque le niveau de l'argile à silex et des sables et argiles éocènes a été perturbé (très net à Fécamp). Il est peu vraisemblable qu'ils aient joué récemment. Le matériau a beau être tendre, il serait resté trace de l'abrupt de faille. Or, il n'en est rien. Il faut donc admettre (25) qu'une surface oligo-miocène a repris l'ensemble, nivelant les dômes et les failles (croquis n° 11).

Pour les régions côtières qui nous intéressent, ces faits se traduisent par une structure faillée en blocs basculés, dans la partie Sud, donnant un pendage monoclinal de Sainte-Adresse vers Antifer, et permettant l'affleurement des couches jurassiques sous les argiles et sables du Gault. Au Nord d'Antifer, ce mouvement n'est plus sensible et les couches de craie sont simplement perturbées par des ondulations et quelques failles sans grand rejet. Quant à la surface infra-miocène, elle est cause de l'horizontalité du niveau supérieur des falaises, entre La Hève et Étretat. Cette surface est-elle datée par des dépôts continentaux ? La chose est difficile à démontrer (Pinchemel). Pratiquement, il n'existe pas dans le Pays de Caux de dépôts allogènes venant d'autres régions. La surface en question, vraisemblablement réalisée jusqu'à la fin du Pliocène, n'a pu que remanier les dépôts tertiaires préexistants, c'est-à-dire les silex de l'argile et les sables et argiles éocènes. Seule une altération différente, un poli plus poussé peuvent nous permettre de distinguer ces silex de ceux de l'argile à silex. C'est à quoi s'est efforcé M. Pinchemel, en voulant toutefois leur assurer une origine pliocène continentale. Il paraît quelque peu paradoxal d'admettre qu'il ne s'est rien passé à l'Oligo-Miocène, pas même une altération des dépôts sus-jacents et de vouloir tout reporter au Pliocène. Il est bien évident que la surface du Caux et de la Picardie, essentiellement de genèse continentale, polygénique, s'est continuée pendant toute la durée du tertiaire, ce qui permet d'expliquer le caractère d'absolue platitude qu'elle revêt souvent. Mais elle est déformée actuellement. Relativement élevée sur le Bray, la surface d'érosion se maintient aux environs de 100-120 m dans toute la partie Ouest du Caux. Elle s'abaisse très sensiblement dans la région d'Yport-Fécamp et il n'est pas certain qu'il n'y ait pas eu jeu de la faille, aidant cette déformation. C'est en tout cas l'impression que l'on ressent en suivant les falaises d'Yport à Fécamp et en voyant la surface de la

(25) A. CHOLLEY et Abb. FIRMIN. Conditions tectoniques du tracé de la Basse Seine. *C.R.A.S.*, t. 220, p. 921-923. Séance du 25 juin 1945.

craie à plus de 100 m à l'Est tandis que le tertiaire est aux environs de 80-90 m vers l'Ouest. Au droit de Saint-Valéry-Veules, la déformation est encore plus accusée. En 20 km, la surface, qui culmine au Sud à 205 m descend à 40 m environ sur les falaises de Sotteville. Encore le front est-il recouvert de tertiaire. Bien que moins accusée, cette déformation à allure synclinale se poursuit jusqu'à l'Ouest de la vallée de la Scie et le tertiaire de Varengeville n'est qu'à 60 m. Toute cette région côtière accuse un très net ensellement qu'on ne saurait en aucun cas rapporter à une surface structurale de la craie ou à la surface d'érosion infratertiaire, prise dans sa position initiale. Dans le prolongement du Bray, la surface a tendance à se relever vers 100 m. Cette allure générale se maintient jusqu'au Mont Jolibois, et la vallée de la Yères. Ensuite, le plongement est très rapide à hauteur de la baie de Somme (100 m à Ault, 0 à Saint-Valéry-sur-Somme en 16 km).

Cet ensellement général correspond au large à un vaste gisement de terrains éocènes. Comme il existe également sur la côte, on est en droit de penser qu'il s'est maintenu au cours du Tertiaire et de ses dénudations successives, sans doute peu poussées car la mer devait être loin, et que les dépôts ont été mis ensuite à leur place (— 40 m pour la surface) par les ultimes déformations. L'absence totale de sédimentation tertiaire (après l'éocène), dans la Manche et sur ses bordures, nous oblige à nier toute invasion marine, voire tout dépôt lagunaire de rivage pendant cette longue période.

Et le Pliocène ? M. Pinchemel (26) à la suite des auteurs anglais, a étudié les niveaux pliocènes et les dépôts de même date sur les deux bords de la Manche. Il en est arrivé à admettre une Mer du Nord pliocène, au Nord de l'Artois et des Downs (transgression diestienne) et au Sud la formation d'une plaine de niveau de base avec dépôts continentaux (galets remaniés essentiellement). Il est bien évident que la mer diestienne a battu le seuil Downs-Artois — d'où dépôt de grès — vraisemblablement à une altitude très inférieure à l'altitude actuelle. A 140 m aux Noires-Mottes, le Diestien plonge très rapidement dans la zone de subsidence de la Mer du Nord. On ne saurait admettre qu'il ait été basculé au Nord et non au Sud. Il est très vraisemblable que l'ensemble Downs-Artois a été relevé globalement à la fin du Pliocène, sans nécessairement déformer profondément les terrains qui y étaient déposés. En Angleterre, la mer pliocène venant du Nord a déterminé également des hauts niveaux d'abrasion marine (160-200 mètres) (27). M. Pinchemel en déduit (p. 135) : « la mer pliocène cernait donc la plaine picarde au Nord et à l'Ouest. » C'est peu vraisemblable.

L'étude de la sédimentation (Pratje) et des affleurements dans

(26) PINCHEMEL, *o. c.*, p. 133 et sq.

(27) SPARKS, B. W. The denudation chronology of the Dip. slope of the south Downs. *Proc. geol. Assoc.*, vol. 60 /1949, part. 3, p. 165-215.

la Manche, ne révèle nulle part la présence de grès diestiens ou de dépôts pliocènes. Les falaises n'en portent pas davantage la moindre trace, et il est difficile d'admettre que les quelques dépôts (pliocènes ?) du Phare d'Ailly, sur le Thanétien, puissent traduire la présence d'une vaste plaine de niveau de base à l'emplacement actuel de la Manche Orientale. Par ailleurs, on concevrait mal une invasion marine de cette région — ce qui aurait eu lieu si le Diestien des Noires-Mottes était à son niveau initial — et qui n'aurait pas laissé la moindre falaise morte. Il semble plus vraisemblable qu'à partir de la fin du Crétacé, la Manche s'est trouvée en position essentiellement continentale. Les mouvements tertiaires ont accentué cette tendance et l'érosion, sans doute sous forme de pédiments, faciles à réaliser dans la craie, aplanissait au fur et à mesure cet ensemble. Au Pliocène se manifeste la tendance à la subsidence de la Mer du Nord, d'où invasion marine. Le contre-coup en sera le soulèvement des axes anticlinaux (Bray, Downs, Boulonnais), reprenant d'ailleurs une tendance fort ancienne, et l'ensellement progressif de la Manche, du reste peu prononcé. Pinchemel (p. 167) est du même avis, mais tout en acceptant une Manche plus ancienne (début Pliocène), dont on ne possède à vrai dire que très peu de traces. La mise en place de toute cette région et la déformation de la surface tertiaire sont des choses très récentes et qui ont dû s'élaborer lentement, sans gravement perturber les régions voisines (il en est de même de la Mer du Nord).

C'est donc sur une surface que l'on peut considérer comme initialement plane et recouverte de dépôts tertiaires plus ou moins épais, déformée par le soulèvement (peut-être avec des axes nouveaux Ouest-Est, n'ayant laissé aucune trace sur les falaises) que devait s'inscrire le réseau hydrographique actuel. C'est aussi depuis le Pliocène que s'est constitué le littoral actuel.

3^e Le réseau hydrographique. Sa constitution.

Nous n'analyserons pas ici la formation de ce réseau hydrographique. Elle a été faite, et remarquablement, par M. Pinchemel. Il admet que les vallées sèches ont été drainées jadis, en partie à cause de leur alimentation pérenne par les niveaux de source des argiles tertiaires, plus nombreux qu'actuellement, en partie à cause des niveaux gelés du permafrost interdisant la perméabilité de la craie. Il est très vraisemblable également que les tranches d'eau déversées sur ces régions maritimes furent plus fortes au Quaternaire et permirent un écoulement plus important, sinon plus continu.

Quant à la localisation de ce réseau hydrographique, elle semble être très en rapport avec la déformation pliocène de la surface tertiaire, surtout si l'on retient l'axe Est-Ouest, Bray, Pays de Caux

(Pinchemel). Toute la partie Sud est drainée vers la Seine. Le secteur Nord a des directions variées dans le détail. Il semble bien que les tendances synclinales, soulignées sur la carte de King, aient joué un rôle déterminant. Par exemple, les rivières d'Étretat et les vallées d'Antifer allaient presque vers l'Ouest ; de même pour le groupe Fécamp-Yport. Plus à l'Est, la tendance générale est franchement Sud-Est, Nord-Ouest. Le secteur le plus remarquable s'étend de Sainte-Adresse à Antifer. Il n'y a aucune vallée.

Mais c'est moins leur position que leur forme qui nous intéresse ici. On peut classer les vallées en deux types généraux : les vallées drainées, les vallées sèches. Cette dernière catégorie peut être subdivisée à son tour en vallées raccordées et vallées suspendues.

— *Les vallées drainées* (croquis I).

Fécamp et le ruisseau de Valmont.	La Scie.
Veulettes et la Durdent.	La Béthune.
Saint-Aubin et le Dun.	La Yères.
La Saane.	La Bresle.

Elles sont toutes raccordées et constituées par une auge à versants en downs assez typiques et à fond plat dû au remblaiement par la rivière, incapable actuellement de débayer ses alluvions quaternaires. Les ruisseaux qui s'y écoulent sont sans proportion avec l'ampleur du talweg. Ces ruisseaux n'auraient pu raccorder leur profil longitudinal en cas de recul rapide de la falaise depuis l'époque historique et même préhistorique.

Ces vallées ont été creusées en fonction d'un niveau de base inférieur aux cotes actuelles. La Manche a subi les variations eustatiques. Sans insister sur les phases les plus anciennes de régression (28), la seule glaciation würmienne a dû amener un retrait de l'ordre de 75-80 m. La Manche était pratiquement vidée, à l'exception de la zone occidentale vers l'Atlantique. M. Guilcher admet (29) qu'une régression préflandrienne de 100 m serait une explication suffisante pour justifier le façonnement subaérien des vallées sous-marines de la Manche. 100 m, donc la fosse centrale de la Manche, au large du Cotentin, a déterminé un drainage de ce type. Il est curieux de constater la localisation des rias, en Bretagne et en Cornouaille anglaise, dans les régions occidentales de la Manche, là où justement le niveau de base était le plus proche des terres actuelles, ce qui supposait un profil longitudinal très redressé. N'est-ce pas une reprise d'érosion plus vigoureuse qui aurait amené la formation de ces rias ? Dans la Manche orientale, le raccordement s'est fait également, suivant un profil moins tendu, la dénivella-

(28) GUILCHER, *o. c.*, p. 31.

(29) GUILCHER, *Morph. litt.*, p. 164 et suiv.

tion étant aussi forte mais répartie sur de plus grandes distances. La concentration de toutes ces eaux continentales tributaires de la Seine a déterminé le profond sillon d'érosion régressive que représente la fosse de la Manche : the Hard's Deep. Qu'il soit antérieur au würm ou würmien, le mouvement de creusement des vallées ne s'est pas étendu très loin vers l'amont. Le fait que les grandes vallées drainées du Caux soient raccordées (ce sont des auges alluviales) ne saurait être un argument pour ou contre le recul rapide des falaises ; à moins que l'on n'admette leur concordance avec un estran monastirien (profils du croquis II). Les cartes des fonds de la Manche sont trop imprécises pour permettre de dresser les profils en long de — 100 m au 0 actuel. Il semble, malgré tout, que les pentes, assez faibles sur le haut de l'estran et sur le continent, soient plus rapides vers l'aval, ce qui laisserait supposer que la régression würmienne (et les précédentes) n'ont pas permis la réalisation totale du profil. Dans ce cas, la concordance de l'estran et des talwegs ne saurait être fortuite ; l'estran serait monastirien. La remontée du niveau marin a déterminé l'ennoyage du secteur aval, créant de véritables rias fonctionnelles sur les côtes crayeuses. Au Moyen Age, la marée se faisait sentir loin à l'amont et le colmatage est récent, facilité par le barrage des pouliers de galets. Il n'est plus de rias actuelles.

— Les *vallées sèches* sont plus nombreuses que les précédentes. Pour 8 vallées drainées (Saint-Valéry et Etretat sont des formes transitoires, ayant connu un écoulement jusqu'à une date fort récente), on dénombre 13 vallées sèches raccordées et à peu près 36 valleuses. Les *vallées sèches raccordées* offrent cette caractéristique que le fond rocheux est actuellement au niveau, voire au-dessous du cordon de galets. Elles se poursuivent en général au large par un chenal tracé au milieu de l'estran rocheux. Elles sont empâtées par des coulées de presle et d'argile à silex, donc des coulées de solifluction (30). Les différentes coupes étudiées ne permettent pas d'y trouver la trace de plusieurs phases de remblaiement. Il semble bien qu'elles aient été fonctionnelles temporairement, à chaque époque glaciaire. L'écoulement des eaux au Würmien (la glaciation n'interdisait pas un écoulement au moins saisonnier), a dû amener le déblaiement des dépôts antérieurs puisque la réalisation du profil d'équilibre devait se poursuivre vers l'amont, même si le niveau marin était plus haut que lors des autres régressions. D'où formation d'une vallée en V, tout juste raccordée et avec une pente forte, un peu au-dessous du niveau actuel. Il est probable que même en régime périglaciaire, la tendance à l'assèchement de ces organismes assez peu importants l'emportait sur la

(30) Y. GUILLIEN. « Peut-être fort tardives et réalisées en période courte après le maximum neigeux. » A. G., janv.-fév. 51, p. 54.

tendance à l'écoulement. Le fond fut enseveli sous les coulées de solifluction issues des versants. Cela n'exclut pas la possibilité d'un écoulement souterrain (cf. Yport, Étretat), sous le cordon de galets. Dans le paysage, ces vallées offrent des encoches moins considérables que celles des vallées drainées, et le fond n'est pas plat. Selon certains auteurs (31) elles seraient raccordées par un cran, œuvre d'une rivière cherchant à rattraper le niveau de base en pleine déroute, du fait du recul rapide des falaises. En fait, seules les eaux sauvages, après un orage, pourraient entamer les coulées de solifluction. Nous n'avons pas observé de phénomènes de ce genre, assez fréquents dans les valleuses. La plupart du temps, pour les besoins du tourisme, les hommes ont aménagé la vallée ou la valleuse par un cran artificiel, entamant les dépôts meubles et parfois la craie. Ce sillon tracé de main d'homme offre un débouché tout naturel aux eaux de pluie qui, sans cela, s'enfonceraient dans le matériau de remblaiement. Bien que n'ayant aucune possibilité actuelle de se raccorder, ces vallées sèches sont cependant sensiblement au niveau des mers actuelles. Cette constatation est intéressante et sera reprise plus loin.

Les *valleuses* (croquis VII), toutes sèches, sont au nombre de 36 à 40. Toutes n'apparaissent pas du pied de la falaise, car il en est de très peu importantes. Les photographies aériennes permettent seules d'en faire l'étude. Ces mêmes photos font apparaître les moindres variations du sommet de la falaise. Très souvent, les gens du pays appellent valleuse une dépression peu marquée. Nous n'étudierons pas les éléments mineurs qui sont sans influence sensible sur le profil du sommet. Les valleuses principales offrent en général l'aspect des vallées sèches et elles sont presque toujours remblayées de coulées de solifluction. Elles sont perchées à des altitudes fort diverses et ne manifestent aucune tendance à se raccorder. Il s'agit de simples têtes d'anciens vallons. Leur position suspendue n'implique nullement un recul brutal de la mer. Souvent, elles voisinent avec des vallées raccordées, quoique également sèches (cf. Antifer). L'étude des cartes et des photographies aériennes montre des vallons à peine ébauchés sur le plateau, puis, après un coude à angle droit, se raccordant brusquement à l'aval à une vallée plus importante. Il suffirait alors d'un recul peu marqué de la côte pour en faire des valleuses haut perchées. Si la falaise reculait actuellement de 200 m à Saint-Léger (près de Saint-Valéry), elle ferait apparaître une valleuse tronquée très haut alors qu'à quelques kilomètres, la « rivière » de Saint-Valéry, bien que sèche, serait toujours au niveau de la mer. De même à Sainte-Marguerite. Il serait absurde de vouloir raccorder ces talwegs, en ligne droite, au niveau de base supposé du Würmien.

(31) MUSSET, *o. c.*

De même, il ne faut pas voir dans le fait que ces valleuses ne sont pas raccordées un argument en faveur du recul rapide de la falaise, travaillant plus vite que l'érosion continentale. Car, si la mer travaille, les valleuses sèches ne sauraient en aucun cas lutter de vitesse avec elle. Même en admettant un rivage monastirien à quelques km en avant du rivage actuel, certaines de ces valleuses n'étaient pas raccordées, car dans l'impossibilité de l'être. Leur niveau de base ancien, quand elles étaient drainées, était la rivière voisine. Le tracé si caractéristique des vallons actuels des plateaux picards explique bien le processus de formation et le recoupement immédiatement possible, à très grande hauteur, de la plupart des talwegs.

Il est intéressant, dans cette étude de la côte, de constater qu'à part quelques grandes vallées, mises en rapport avec le niveau de base würmien, et qui ont remblayé lors des transgressions flandrienne et dunkerquienne, tout le reste du réseau hydrographique est fossilisé et le fut sans doute durant toutes les périodes interglaciaires. Lorsque le sol était gelé, un écoulement en masse était possible. Quand le sol dégelait en profondeur, les eaux disparaissaient. Il est vraisemblable que les débâcles de la dernière période glaciaire ont fait disparaître les témoins des engorgements précédents, puisque subsiste une seule nappe. Mais aucun facteur n'a été susceptible d'entraîner ces derniers dépôts. Ce manque d'écoulement est certainement lié, comme le pense M. Pinchémel, à la disparition de l'alimentation venant des argiles tertiaires et également à l'enfouissement des eaux dans la craie. Cependant, il faut admettre qu'il dut exister dans la craie, jadis, une nappe karstique plus élevée que l'actuelle, qui permit l'établissement de grottes à des niveaux superposés. Mais ce mécanisme d'écoulement souterrain semble lié à un climat et à un niveau phréatique. Lors du creusement des vallées et des valleuses, au Plio-Quaternaire, le karst a dû continuer à fonctionner, mais il ne s'en est pas formé de nouveau, sous les vallées actuellement sèches. Nous ne nions pas, loin de là, la circulation diaclasienne, mais nous n'avons jamais trouvé de karst sous des valleuses.

Cette hydrographie de la craie, bien plus que le recul de la falaise, est cause de l'hermétisme de cette côte. Elle est bien davantage inaccessible du fait des vallées sèches que de la falaise. Car toute vallée pérenne est raccordée.

Après l'étude des conditions dans lesquelles s'est installée la Manche avant de se lancer à l'attaque du continent, nous allons voir quels étaient les facteurs en présence qui, par leur combinaison ou par leur opposition, permirent le sapement, ici rapide, là, bien plus lent, mais certain, des falaises du Caux.

II. — LES FORCES EN PRÉSENCE

D'un côté il y a l'inertie du matériau rocheux, de l'autre, l'action têtue de la mer et des agents de destruction. Quelle est leur part respective ?

1° Le matériau rocheux.

Il est très différent sur les côtes anglaises et sur les côtes françaises. Nous n'étudierons pas systématiquement la morphologie des premières, du reste plus variée que celle de notre littoral. Mais nous ne saurions passer sous silence les très belles études des Anglais, en particulier de Steers (32), et ne nous y référer parfois à titre de comparaison. Le matériau diffère par le faciès, par l'épaisseur des couches, par la façon dont la structure le présente à l'attaque de l'érosion marine. Il ne faut pas s'attendre à une symétrie quelconque de part et d'autre de la Manche. Cependant, un type de roche donnant un type défini de falaise, nous avons retrouvé des aspects identiques en France et en Angleterre. Le littoral français est considérablement plus simple que le littoral voisin. Exceptionnellement, de Sainte-Adresse à Saint-Jouin, la structure du bloc basculé est monoclinale et la mer aborde successivement, du Sud au Nord, des couches de plus en plus récentes, mais sans cette alternance de terrains durs et de terrains tendres que l'on trouve sur la côte du Calvados. Au Nord, la craie, sous différents faciès d'ailleurs, constitue la totalité de la falaise. Le matériau rocheux se présente de la façon suivante.

A. — *Le Jurassique.*

Les séries jurassiques sont très bien représentées en Angleterre. Il s'agit des Purbeck Beds, Portland Beds et Kimmeridge Beds. Seul ce dernier étage est franchement marneux. Les autres, formés, soit d'alternance de calcaires et de marnes (Purbeck de Swanage), soit de lits de calcaire en grandes dalles et très massifs (Portland), ont

(32) STEERS J. A. *The coastline of England and Wales*. Cambridge University Press, 1946.

diversement résisté à l'érosion. L'ensemble est très épais, mais on ne retrouve pas son équivalent du côté français. La série jurassique française affleure sur l'estran jusqu'à Saint-Jouin. Le pendage n'est pas simple : en partant de Sainte-Adresse, le Jurassique disparaît assez rapidement. Il est relayé par les faciès sableux du Gault, mais à Octeville, les argiles jurassiques affleurent à nouveau au pied de la falaise ; il y aurait un léger anticlinal.

Le Kiméridgien est représenté essentiellement par l'argile à virgules, très reconnaissable, mais qui contient souvent des bancs de calcaire marneux plus durs. Il semble que l'étage corallien soit également au Havre sous forme argileuse, à moins qu'il ne s'agisse d'une faille ayant reporté plus bas le niveau des argiles. Pour n'être pas très épaisses, ces argiles sont malgré tout fort résistantes à l'érosion marine. Elles se délitent en bancs diaclasés, affleurant sur l'estran et la mer n'en vient souvent à bout qu'en enlevant de grandes plaques imbriquées suivant les plans lités ou diaclasés. Elles forment en général, à la base, une micro-falaise. Au fur et à mesure que l'on va vers le Nord, elles font place au Gault. En réalité, à partir d'Octeville, il est assez rare de voir celui-ci affleurer, de même que les argiles. De grands pans de craie se sont abattus et la mer se trouve, non pas en face de l'affleurement, mais en face d'un éboulement assez enraciné pour que le déchaussement par la base ne soit pas très facile.

B. — *Le Gault.*

Nous désignerons sous ce vocable tout le Crétacé inférieur, non crayeux. Voici la correspondance des séries anglaises (33) et françaises.

Angleterre	France
<i>Upper Cretaceous.</i>	<i>Albien</i>
Chalk	C ² Gault
Upper Greensand-sables glauconieux	C ¹ sables verts-jaunes, veinés de rouille, grès ferrugineux } 40 / 50 m
Gault } Upper Gault	
Lower Gault	
Mammillatus Bed } argileux	
<i>Lower Cretaceous</i>	<i>Aptien</i>
Lower Greensand :	C ^{III} Barrémien-argiles.
{ Folkestone Beds-sables	
{ Sandgate Beds - argiles + sables	
{ Hythe Beds - sables	
{ Atherfield Clay, argiles	
Weald Series :	<i>Néocomien.</i>
{ Weald Clay, argiles	Civ sables blancs, grès ferrugineux, argiles réfractaires } 40 / 50 m
{ Hastings Beds, sables + argiles	
120 / 420 m	
117 / 516 m	

N. B. — Les Weald séries sont d'origine deltaïque, les autres marines. En France, Néocomien et Aptien affleurent dans l'intérieur, mais sont peu marqués sur la falaise.

Le Gault n'est en réalité qu'une faible partie du Crétacé inférieur, au sens français du terme. En Angleterre, le Gault est rangé dans l'Upper Cretaceous. En réalité, le Crétacé peut se diviser, quant à la nature des terrains qui le constituent, en deux grands ensembles : la craie au sommet, les argiles, grès et sables à la base. En Angleterre, la partie inférieure est très épaisse, elle peut dépasser 12 à 1 300 m ; mais en réalité (carte de King), les plus grandes épaisseurs relevées du « pre-chalk Cretaceous » sont de l'ordre de 2 600 pieds = 780 m, à l'île de Wight. Les faciès sont alternativement sableux et marneux ce qui donne des falaises assez curieusement attaquées par la mer. Le Crétacé est transgressif sur le Jurassique (Lulworth Cove). Mais en France, si le Crétacé inférieur est important dans le Bassin de Paris, il semble que vers la Hève, on soit à la limite Sud-Ouest du dépôt. Du Bray à la Hève, les couches s'amincissent et le Néocomien, par exemple, est presque absent des falaises. On peut estimer à 40-50 m l'épaisseur des formations du Gault dans leur affleurement. La discordance n'est aucunement sensible sur la côte française et l'on peut parler d'une allure monoclinale des couches. Le Gault est représenté dans sa presque totalité par des sables jaunes, rouille, ferrugineux, qui contiennent des bancs gréseux en masse assez considérable par endroits. Il n'y a pas continuité, mais des passages latéraux. Les sables, quand ils dominent la microfalaie de l'argile jurassique, ont un profil assez incliné, correspondant à peu près à leur pente d'équilibre. Parfois, ils sont attaqués de front par la mer, mais c'est assez rare ; dans ce cas, il y a chute des blocs de craie supérieure, et les sables ne se présentent plus à l'action de la mer. Immédiatement au Sud d'Octeville, les grès, délités sur l'estran dans un éboulement, créent une microfalaie peu résistante car il s'agit de blocs épais, emballés dans les sables. Sur la falaise de Cauville, on trouve une coupe, peut-être la meilleure et la plus accessible, des formations du Gault : sables grossiers à la base, grès, puis bancs argileux et sables. Le tout est d'une teinte bleuâtre, avec traces de glauconie, et très humide car les niveaux d'eau sont importants à la partie supérieure. La vallée de Cauville semble drainée. En réalité, il s'agit d'une grosse source, née sur les marnes supérieures du Gault, et non d'une rivière. En somme, le problème de la résistance du Gault à l'érosion marine ne se pose guère. Il est si vite déblayé qu'il entraîne la chute de la craie du sommet et se constitue naturellement une cuirasse. Les choses se passent différemment en Angleterre. Les affleurements y sont plus importants et de ce fait, le pendage étant également plus fort, il n'y a pas de craie au sommet — sauf exception — d'où un sapement plus considérable. C'est très net à Folkestone et à Pevensey. Toutefois, la nature (à Dungeness), et les hommes avec leurs digues (Hastings), ont pallié la déficience de ces roches.

Plus au Nord, en Normandie, le Gault affleure sur l'estran. Il

est responsable des grands éboulements de Saint-Jouin. Il disparaît ensuite et certainement à assez grande profondeur. Dans la région d'Antifer et de Fécamp, l'affleurement du Turonien au pied des falaises laisse à penser que le Gault n'est pas loin. La structure monoclinale et le pendage des couches vers l'intérieur du Caux sont assez favorables à la défense de la falaise. Il ne peut pratiquement pas y avoir glissement de la craie sur les niveaux marneux. Seul le salement détermine l'effondrement de la partie supérieure.

C. — La craie.

Angleterre		
Upper Cretaceous	Upper Chalk, 400 m, craie blanche à silex.	Sénonien, c7, craie blanche + de 100 m.
	Middle Chalk, 30 / 63 m, craie ferme, peu de silex.	Turonien, c6, craie marneuse, 40 m à Fécamp.
	Lower Chalk, 60 m, craie grise, 30 m, craie marneuse, 30 m.	Cénomanién { c5, 4, 3, craie glauconieuse. c4, craie en plaquettes sonores. 40 / 50 m. { c3, glauconie et gaize. — argile verte ou noire. — gaize.

N. B. — Les séries françaises ont de 200 à 210 m.

Le Cénomanién. Son rôle dans les affleurements de falaise est extrêmement limité, au moins à la base. Il constitue la partie moyenne supérieure de la falaise de Saint-Jouin. Mais il disparaît rapidement au Nord, bien avant Antifer. On le retrouve sur l'estran, au pied du phare. Ensuite, ses affleurements sont pratiquement nuls et ne se font plus qu'au niveau des grandes basses mers. Épais de 40 à 50 mètres, il est constitué :

- au sommet, de craie marneuse à silex — 15 m à Saint-Jouin (Chalk marl).
- puis d'une zone gris bleuâtre avec silex gris (grey marl).
- glauconie marneuse et sables verts argileux.
- grès bleuâtre noduleux (gaize du Bray) — fossiles transformés en calcédoine.

Ce niveau forme donc une transition avec les bancs du Gault, à sa base. La différence fondamentale vient de la présence des silex. La craie marneuse du sommet (chalk marl), et la craie grise intermédiaire (grey chalk), vont donner à la falaise l'aspect relativement rigide que nous retrouverons jusqu'au Nord-Est.

Le Turonien. La craie marneuse l'est seulement un peu plus que la craie blanche. Elle a une épaisseur très variable et elle est souvent difficile à différencier de la craie en plaquettes du Cénomanién. Si l'on en croit la légende de la carte géologique, celle-ci se déliterait en plaquettes sonores, mais sur la falaise turonienne à l'Est de Fécamp, la craie marneuse se desquame également en grandes plaquettes aux formes curvilignes.

Sa principale caractéristique est l'absence totale de silex dans la

partie marneuse. C'est essentiel, car elle offre de ce fait une résistance bien moindre à l'action des agents atmosphériques. Elle semble reculer plus vite et quand elle se trouve à mi-hauteur, elle donne à la falaise un profil caractéristique. On peut y suivre son niveau par une forte entaille concave et en général très continue qui laisse la craie blanche en surplomb. Par contre, elle est mieux défendue à sa base, au contact des vagues.

La partie inférieure est constituée par de la craie marneuse, avec des lits de silex noirs, très continus, en véritables placages, qui résistent longuement à l'action de la mer. Ces lits de silex sont séparés seulement par quelques centimètres. D'où sur l'estran, une grande quantité de micro-reliefs que la mer déchausse progressivement.

Mais le plus original est certainement la zone de calcaire plus dur qui marque la base de l'affleurement. C'est la seule couche vraiment résistante que nous trouverons dans la totalité des séries qui nous intéressent. Ce calcaire se retrouve en de nombreux points de la côte (Antifer, Étretat, Yport, Fécamp-Est, Bénouville). Placé à la base de la falaise, il a résisté, et, miné par le dessous, il constitue un surplomb qui tient très longtemps devant les vagues. Sous Antifer, nous avons trouvé de véritables grottes sous-jacentes. Ce calcaire est à la base de tous les ensembles d'Étretat. Il est presque toujours en pendage faisant front à la mer, si bien qu'il offre un obstacle encore plus sérieux, ne pouvant glisser sur la craie marneuse qui forme la base. A son pied se trouvent les plus grandes profondeurs d'eau, du fait du sapement qui devient vertical au lieu de se développer horizontalement. Malheureusement, ce banc n'est pas continu, soit qu'il disparaisse du fait des mouvements locaux, soit qu'il se trouve trop bas.

La craie blanche à silex. C'est elle qui constitue par excellence le matériau s'opposant à l'invasion de la mer. Très épaisse, elle forme souvent la totalité de la falaise. Il s'agit de craie à peu près pure, sauf quelques bancs plus calcareux. Aucune différence sérieuse de dureté ne permet la formation d'un relief différentiel, même sur l'abrupt des falaises. L'opposition entre la craie marneuse et la craie pure est davantage soulignée.

La grande originalité vient des lits de silex. Les étages inférieurs en ont également, mais de façon plus sporadique. La craie à silex, matériau tendre par sa matrice crayeuse, encore que donnant à l'érosion un poli glissant difficile à saper (il n'y a guère de fissures ou de points de moindre résistance), est sérieusement renforcée par la présence des innombrables silex. L'origine de ces silex est obscure (34). Il semble qu'il s'agisse d'une gelée de silice précipitée

(34) F. H. EDMUNDS. *The Wealden District*, 1948, p. 36.

A. CAROZZI. *Pétrographie des roches sédimentaires*. Lausanne, 1953, 250 p., pp. 104, 107, 157, 161.

L. CAYEUX. *Les roches sédimentaires de France*, Masson, 1935.

dans la craie, en cours de formation. Il est possible aussi qu'il y ait silice introduite dans la craie par infiltration d'eau sursaturée de silice. Les fossiles (oursins), transformés en véritables silex, pourraient prêter à cette seconde interprétation. Mais l'irrégularité des bancs de silex appelle l'autre hypothèse. Nous ne trancherons pas la question. La répartition des silex, matériaux extrêmement durs et résistants à l'érosion, nous intéresse bien davantage. Les silex se présentent en nodules, en bancs, voire en masses tabulaires. En règle générale, les silex sont à peu près horizontaux et semblent en rapport avec des phases de sédimentation. De formes très variées, ils alternent en lits rapprochés les uns des autres, séparés par 10 à 15 cm de craie. Toutefois, cette stratification est loin d'être régulière. Souvent, les lits de silex sont affectés d'ondulations en forme de synclinaux ou d'anticlinaux, qui n'ont rien à voir avec des plissements de la craie (Photo 5), car les couches inférieures par exemple sont de ce type, tandis que les couches supérieures sont presque horizontales. On pourrait même parler de stratification entrecroisée. Il est bien évident que cette disposition a des conséquences considérables sur l'érosion marine. Dans la craie, roche tendre, les silex constituent la roche dure, celle qui résiste longtemps à l'usure et qui ne s'en va de la craie qu'au dernier moment, laissant une cavité assez peu importante. (Il est difficile, à main nue, de desceller un silex de la craie, surtout s'il est très biscornu.) Or, lorsque ce banc de roches dures affecte la forme d'un berceau synclinal (Aiguille et Portes d'Étretat), il s'oppose au délitage par ruissellement ou au glissement par gravité, et à l'attaque des eaux marines. C'est très net dans les falaises normandes et équivaut à un relief plissé. De même, sur l'estran, la position inclinée des silex crée des micro-cuestas ou des crêts. Le silex donne à la craie sa consistance. Matériau tendre, la craie, solidement étayée par le silex, se présente comme un béton compact. Il est faux de prétendre qu'elle puisse évoluer en downs sous nos climats actuels. C'est le climat périglaciaire qui a fait les downs. La craie, actuellement exposée, conserve sa verticalité grâce aux silex. En Angleterre, nous avons pu observer des falaises de craie à silex, protégées à la base par des digues. Les Anglais avaient taillé cette falaise presque à la verticale afin d'éviter les éboulements. Cela date de 30 ans et la verticalité s'est maintenue grâce à l'armature puissante des silex. Il en est de même de la rigidité des abrupts des Portes d'Étretat, pourtant non protégées à leur base (Photos 31-32) (35).

Les craies sans silex évoluent rapidement, en donnant des estrans parfaitement plats. Les craies à silex sont plus résistantes, surtout à l'érosion verticale. Les silex se présentent également dans

(35) La photo de 1919 est extraite de D. W. JOHNSON. *Shore Processes and shoreline Development*. Boston, 1919, 584 pages. Elle est certainement antérieure.

la craie sous forme de masses continues allant de 3 à 20 cm d'épaisseur, répartis en bancs à peu près horizontaux, souvent très proches les uns des autres (5 cm). Il est rare que cette stratification se poursuive sur plus d'1 m d'épaisseur. Elle n'en joue pas moins un rôle considérable par la résistance qu'elle oppose à l'érosion marine. Nous avons vu des estrans composés de véritables surfaces structurales de silex, dont le déchaussement est particulièrement long.

A part la région Sud, c'est ce matériau crayeux qui constitue l'essentiel de la falaise. Le tertiaire, comme l'argile à silex de la Hève, ne forme que le couronnement de la falaise (Phare d'Ailly), mais jamais la base, à l'inverse de ce qui se produit en Angleterre. *A priori*, sur nos falaises, la craie se présente en général comme un matériau relativement résistant. Pourtant, il y a des points faibles qui sont le résultat, non pas de la stratigraphie, mais de la tectonique et de la morphologie : les diaclases et les karsts.

D. — Les accidents de la craie : diaclases et karsts.

La craie ne se présente pas toujours sous une forme unie. Certaines falaises portent à 100 m un front où n'existent pratiquement pas de diaclases. Le fait est exceptionnel. La craie, sans doute à la suite des actions de plissement et de soulèvement, et très certainement du fait de sa nature, est en général diaclasée, rarement faillée. A part les grands accidents auxquels correspondent les vallées (Fécamp, Dieppe), nous n'avons observé aucune faille sur l'abrupt de la falaise. A peine ici ou là (Étretat), une dénivellation de quelques cm dont on ne sait si on doit l'attribuer à un tassement local. Ce n'est donc pas sur les miroirs de failles que la mer agira.

Les diaclases sont par contre fort nombreuses et de deux types : mineures et majeures.

Les formes mineures. C'est en Angleterre de l'Est, sur les falaises de Margate, que nous avons observé les cas les plus remarquables. La craie domine la mer de 15 à 20 m. Sur la totalité de sa hauteur, elle est débitée en un nombre incroyable de petits pavés parallélépipédiques de 10 cm de côté. Le sommet est cryoturbé. Il est possible que le gel ait contribué à l'effritement de cette matière crayeuse, souvent sans silex. La mer attaque vigoureusement le pied, et la falaise recule en laissant des aiguilles isolées qui ne se maintiennent certainement pas très longtemps. Tous les plans de diaclase sont orthogonaux, par rapport à l'horizontale du niveau marin, si bien que les pinacles ont un profil vertical, avec des traces de sol au sommet. L'étude du pied de cette falaise montre que la mer profite de ces plans de diaclase pour attaquer souterrainement, allant parfois fort loin, en creusant des grottes dont le toit s'éboule aisément. Le sapement latéral isole ensuite le pinacle. A vrai dire, il n'existe

aucune forme de ce genre sur le littoral français. Les falaises sont toujours plus hautes et n'ont jamais un réseau de diaclases aussi serré et aussi régulier.

En France, nous entendons par formes mineures des réseaux de diaclases qui ne sont pas suivis sur la totalité du front de la falaise, soit que la nature des couches change, soit tout simplement du fait même de la nature des diaclases. Ces diaclases ne sont pas spécifiquement orthogonales, mais elles présentent des angles variés, sur le plan vertical, sur le plan horizontal. Il arrive qu'elles soient obliques. Le cas est assez fréquent. Leur formation date de la mise en place de la craie par le plissement. Ces diaclases servent-elles à l'écoulement souterrain des eaux ? C'est très vraisemblable, mais il ne faudrait pas pour autant comparer les diaclases à des chenaux karstiques. Ce sont de simples fissures de la craie et les deux lèvres restent à peu près jointives. Il n'y a pas de dissolution de la craie, au moins en masse importante. En tout cas, il n'existe pas de circulation souterraine entraînant en profondeur la moindre parcelle d'argile à silex. Certes, sur le front de la falaise, il arrive souvent que l'on aperçoive de grandes coulées brunes d'argile (Antifer). Elles viennent du sommet : la chute d'une partie de la falaise entraîne le ruissellement de la zone supérieure et des bavures d'argile sur la craie. Nous avons eu l'occasion de voir bien des éboulis à la base, à mi-hauteur ou au sommet de la falaise. Ils se font toujours selon le jeu des diaclases. C'est la partie inférieure qui s'en va en général la première, soit du fait du surplomb, soit peut-être sous la pression des vagues de tempête (Photo 6). Le contraire serait d'ailleurs anormal, car même délité, le sommet de la falaise reste en équilibre sur les couches inférieures et n'a aucune raison de tomber. L'éboulis laissant un léger encorbellement au-dessus de lui, gagne ainsi de proche en proche vers le haut. L'évolution est très longue ; il s'agit en général de formes peu importantes, de faible cubage. Chaque front que nous avons étudié, soit sur la partie en place, soit sur la partie décollée, ne comportait jamais la moindre trace de dépôts d'argiles. Il est bien évident que la craie joue le rôle d'un filtre pour les eaux pluviales qui doivent circuler au compte-gouttes, peut-être très vite chargées en calcaire. D'ailleurs, si l'on admettait la thèse d'une circulation importante et en même temps très diffuse, le front de la falaise serait imbibé d'eau. Certes, il y a des « pleureurs » (Bénouville). Ils sont plus rares qu'on ne pense, à même la craie, sauf dans la craie marneuse (Est de Fécamp). Ce sont des formes très localisées, qui ont pu déterminer une desquamation plus poussée de la falaise. Ils se présentent comme une exception. Ce n'est donc pas l'eau, par l'intermédiaire des diaclases, qui provoque l'éboulement de la falaise. Le gel est plus actif.

Nous avons remarqué, entre Antifer et Étretat, une forme très caractéristique de craie diaclasée (photo 4). Il semble qu'au-dessous

d'une masse en forme d'arche, il y ait eu tassement. La craie, alentour, diaclasée, conserve sa position originelle, mais le contact est fait d'une craie broyée. Cette arche est face à la mer. On peut penser que si elle se trouvait dans le sens des arches existantes, elle amènerait aisément la constitution d'un ensemble analogue aux portes d'Étretat. Il ne s'agit aucunement d'un phénomène de circulation karstique.

Ces formes mineures n'affectent pas, du reste, la totalité des couches crayeuses. Elles semblent en rapport avec la nature du matériau : la craie marneuse n'est qu'exceptionnellement diaclasée, la craie à silex l'est régulièrement. Quant au calcaire qui forme la base des falaises d'Étretat, il présente un vaste réseau de diaclases très espacées les unes des autres, bien visible sur l'estran (Photo 12). De ce fait, la mer a beaucoup plus de difficulté à enlever des blocs qui pèsent plusieurs tonnes. Sous l'arche d'Étretat, l'estran apparaît même comme non diaclaté en certains points : sa résistance est très grande.

Les diaclases majeures. Elles affectent la falaise sur la totalité de sa hauteur. A première vue, on pense à une faille. Mais l'étude des lits de silex de part et d'autre prouve qu'il n'y a pas eu le moindre déplacement vertical. Elles sont particulièrement visibles à l'Ouest d'Yport, vers les Petites Dalles et à l'Ouest de Dieppe, où elles sont groupées. Ailleurs, elles existent souvent à l'état isolé. Ces diaclases ne sont pas verticales mais obliques. Elles peuvent être en plans parallèles, comme à Yport (Photo 8). Aux Petites Dalles, les plans sont dégagés (Photo 20) donnant des avancées successives assez curieuses, le miroir inférieur de la diaclase étant presque parfaitement plan. Vers Dieppe et en d'autres points, elles affectent la forme d'un gigantesque X, ce qui a déterminé la création de grottes dont le plafond se maintient car les couches supérieures sont en équilibre sur la clef de voûte du X. A Yport, elles ont également déterminé la formation de grottes. Ce sont des points faibles où agit la mer.

Pour importantes que soient ces diaclases, elles ne sont pas tapissées d'argile à silex ce qui prouve que la circulation souterraine n'y est pas importante, mais tamisée. D'ailleurs, jamais les lèvres ne sont écartées les unes des autres, sauf immixtion de la mer. Ce système diaclaté est évidemment cause de fragilité. Mais il ne faudrait pas exagérer dans ce sens. Les grandes diaclases, en particulier, ne sont pas très nombreuses et ne forment que des accidents locaux. Restent les karsts.

Les Karsts. Nous avons rangé dans cette catégorie les karsts superficiels (bonshommes de craie) et les karsts profonds. Les premiers n'auront aucune influence sur le recul de la falaise puisqu'ils ne seront jamais au contact de la mer. Par contre, ils contribuent

largement à l'élaboration du profil supérieur. Vidés de leur argile à silex par le ruissellement des eaux de pluie, ils constituent des pinacles qui se maintiennent longtemps en équilibre et ne cèdent que par la rupture des couches sous-jacentes. Le déblai de l'argile à silex, au sommet, est assez spectaculaire et frappe l'imagination des populations. Exceptionnellement, à Étretat, ces formes du sommet prennent l'aspect de véritables entonnoirs très profonds, bien que n'atteignant pas la base de la falaise. Ils déterminent alors, sur le plan de l'abrupt, de véritables tourelles. Il est possible qu'ils aient été originellement moins profonds. Mais ils servent littéralement de puisard aux eaux de pluie et ont pu s'approfondir par la suite. D'autant que, là où recule le littoral, ces formes du sommet sont en général assez épisodiques. A Étretat, la fixité de la falaise y suppose un écoulement constant depuis des siècles. S'ils donnent au profil du sommet un aspect caractéristique, pittoresque et de fréquentation dangereuse, ces karsts superficiels sont hors des attaques de la mer.

Quant aux poches karstiques, il est rare qu'elles se trouvent au niveau de l'érosion marine. A mi-hauteur, au-dessus des hautes vagues de tempête, elles restent bourrées d'argile et de silex et ne sont même pas vidées car il n'y a pas de ruissellement. Les poches situées à la base jouent un rôle certain. La mer a vite fait de les débayer de leurs dépôts et d'ouvrir une grotte qui préexistait dans la craie. Le travail de sapement doit être assez long, car, en général, le plafond de la grotte ou les fissures voisines ont conservé des traces d'argile. Mais cet évidemment ne va jamais bien loin. Les plus longues grottes suivies ont au maximum 7 à 10 m. Au delà, la poche est relayée par une autre, située plus haut, et hors d'atteinte de la mer. Cela permet toutefois un travail de sapement latéral qui est loin d'être négligeable, dans une falaise dont le caractère essentiel d'auto-défense est l'homogénéité. Il est remarquable qu'à Étretat, les portions enlevées entre les portes correspondent justement aux parties légèrement karstifiées, alors qu'il n'y a aucune trace de karsts sur les saillants. Toutefois, ce n'est pas un critère absolu, même à Étretat, car nous avons vu plus haut que des formes diacasiennes étaient susceptibles de créer des arches.

S'il ne faut pas minimiser les facilités que les poches karstiques offrent au travail de la mer, il ne faut pas non plus les exagérer. Les grottes préparées au niveau du flot sont l'exception.

2° L'action de la mer et les actions continentales (36).

La falaise ainsi défendue par elle-même, est soumise à deux actions qui revêtent des formes très diverses et qui ne sont pas toujours des facteurs de destruction.

(36) Nous ne reprendrons pas ici le très beau livre de M. GUILCHER, auquel nous ren-

A. — *La mer.*

On peut admettre qu'elle intervient :

- par les vagues et le déferlement ;
- par les courants de flot et de jusant sur l'estran ;
- par les courants de transport ;
- par les actions chimiques et biologiques.

a) *Les vagues*, déferlant au pied d'une falaise « agissent par pression, succion, choc, mitraillage et jaillissement » (Guilcher). Il est admis qu'elles peuvent exercer de fortes pressions sur une paroi verticale qu'elles heurtent de plein fouet. Toutefois, sur la côte du Pays de Caux, les grandes tempêtes sont rares. Pendant la majeure partie de l'année, seule la houle joue un rôle qui, pour n'être pas négligeable, n'est pas très spectaculaire. Les actions de force sur la falaise sont donc limitées dans le temps. Elles le sont encore dans l'espace car, prise dans le détail, la côte n'est pas rectiligne. Les vagues sont fortes sur les pointes, mais dans les parties protégées, elles déferlent en biais, et leur action est partiellement brisée. L'action des vagues et de la houle est strictement linéaire, surtout en ce qui concerne cette dernière. Nous sommes allés en bateau au large d'Étretat, un jour de houle assez forte. Il y avait déferlement sur la plage de galets, ainsi qu'au pied des falaises. Mais le secteur de l'Aiguille n'était affecté que par une très légère frange d'écume, sans jaillissement. Le rocher était soumis à des pressions moins fortes que le littoral. L'Aiguille, une fois constituée, jouit d'une certaine immunité. Sa position avancée ne l'expose qu'aux vagues exceptionnelles. Elle échappe en particulier au gros du flot et du jusant.

Les vagues n'agissent pas seules. Elles se servent du matériel, les galets, ici très nombreux, pour attaquer la falaise. On a peut-être exagéré le rôle de ces galets. Là où la falaise semble sapée actuellement par la mer, il y a en général très peu de galets (30 à 40 cm en largeur), parfois pas du tout. Par contre, les vagues les utilisent tout au long de la falaise du Caux pour assurer la protection de cette dernière. Nous sommes passés en période de vive eau. Il n'y avait pas de gros temps. La mer se contentait de remanier à sa base l'immense cordon de galets déposé antérieurement d'Octeville à Cauville. Des baraques en bois servant aux ramasseurs de galets ou aux pêcheurs, édifiées au sommet du cordon et de date ancienne, n'avaient pas été touchées l'hiver précédent et ne le furent pas durant l'hiver 1955-56, malgré de violentes tempêtes. Ce rôle de protection des galets est extrêmement fréquent. Il n'est pas constant. Les cordons ont l'aspect de pouliers, à partir d'Antifer, engraisant

voyons le lecteur. Nous essaierons de voir dans quelle mesure ses conclusions s'appliquent à la région qui nous intéresse.

de l'Ouest vers l'Est. Ils sont à peu près fixes quand ils sont appuyés sur les jetées d'un port (Fécamp, Dieppe), plus fragiles quand ils s'appuient sur des épis et certaines tempêtes peuvent les enlever presque en totalité (37) si elles sont inverses des vents dominants, ici O, N.-O (figures III-IV). Les tempêtes de Nord-Est amaigrissent dangereusement les pouliers des vallées de la Saane et du Dun. Plus problématiques encore sont les pouliers accrochés sur des éboulis récents. L'attaque de la mer est violente, passé l'éboulis. Ces pouliers migrent le long du littoral, mais pour peu qu'ils soient stationnaires plusieurs années (depuis la guerre à Étiques), l'effet de protection est considérable. Personnellement, nous avons vu le galet protéger plutôt que saper la falaise. En 1955, on peut estimer (croquis I-II) que 50 % de la falaise est protégée par les galets, l'autre moitié subissant l'attaque directe de la mer. Y a-t-il alternance de ce processus ? C'est possible en quelques endroits. Cependant, certaines levées de galets peuvent être considérées comme constantes (Antifer, La Hève, Chambres d'Étretat, pouliers des vallées drainées et des jetées portuaires). Celles qui s'appuient sur des éboulements sont au contraire temporaires.

L'attaque des vagues, limitée dans le sens vertical, doit se matérialiser sur la falaise par une encoche de sapement (Photo 33). Cette encoche existe, mais d'une façon très irrégulière et très discontinue. A l'Est de Mers, où la craie est particulièrement tendre et la falaise érodée, il n'y a pas d'encoche. On peut admettre que le matériau trop tendre amène un éboulement continu qui fait disparaître l'encoche. Il est curieux que ce phénomène se soit justement produit, et simultanément, sur plusieurs kilomètres. - Bien souvent, l'encoche traduit l'action de la mer sur une roche d'inégale résistance. La mer travaille en érosion différentielle, et le cas échéant, elle peut reporter son action à un niveau supérieur à la zone moyenne de balancement des vagues. A Antifer, la craie calcareuse forme un encorbellement et le sapement s'effectue par en dessous dans les roches plus tendres alors que les vagues déferlent au-dessus de l'encorbellement, là où il n'y a pas d'encoche. Les profondeurs sont assez considérables et l'on peut penser que cet éperon divise la force de la vague dont une partie va affouiller sous la falaise. Les vagues ont ici peu de matériel à leur disposition. Il n'y a pas de galets. Nous avons remarqué à Portland un travail analogue de sapement par la base, en dessous du niveau des basses mers ordinaires. L'action de la mer semble en quelque sorte s'adapter à la forme de la falaise. Les grottes, les diaclases, avec la pression de l'air enfermé par l'eau, jouent le rôle de points faibles. La mer y apporte des galets souvent des blocs détachés de la paroi, et lorsqu'à la

(37) D'après une conversation avec M. LAMARRE, Ingénieur des Ponts et Chaussées, Service maritime, à Dieppe en juillet 1955. Pendant la dernière guerre et en janvier 1957, des tempêtes de N.-E. ont dangereusement démuné les jetées de Fécamp.

marée les courants sont forts, il peut se créer de véritables marmites de géant (Trou du Chien à Fécamp). Mais si forte que soit l'action des vagues, elle n'est nullement proportionnelle à leur puissance, mais inverse de celle du matériau qui s'y oppose. Plus le matériau est homogène, même sans être très résistant, plus il arrête l'avance de la mer. Celle-ci profite de la moindre défaillance. L'image de la falaise de craie en surplomb, s'effondrant sous le sapement des vagues, n'est pas totalement fausse, mais il s'agit d'un cas assez exceptionnel sur la côte du Pays de Caux. M. Birot nous a fait remarquer que l'absence d'encoche n'était pas probante. La présence d'un sapement soulignerait la progression de l'érosion marine sur l'érosion continentale, son absence, le terme d'un éboulement, l'équilibre de ces deux facteurs d'érosion se traduisant par un rapport entre les secteurs sapés et les secteurs non sapés. Nous n'avons pas la possibilité d'établir ce %. Mais il est certain que, dans la région d'Étretat, le sapement se fait au-dessous des niveaux des hautes mers. Ailleurs, la présence de roches plus tendres le facilite à des hauteurs variables. Il n'y a pas continuité. Enfin, parfois, l'encoche est fossilisée par l'invasion du galet.

b) *Les courants de flot et de jusant sur l'estran.* A côté de l'attaque très précise, au pied de la falaise, le mouvement bi-quotidien de la mer, avec ou sans vagues, provoque le lessivage de l'estran. C'est peut-être ici qu'il est le plus difficile d'analyser son rôle. Il est des estrans au profil très remarquable, en pente douce, à peine attaqués ; d'autres sont très rainurés ; d'autres sont invisibles parce que trop profonds ; sur d'autres enfin, le dépôt l'emporte sur l'arrachement.

L'action de la mer sur l'estran est polymorphe. Il est difficile de mesurer la puissance, variable, de ce mouvement alternatif, sur nos plages. Mais, à marée haute, par houle modérée, la mer tient en suspension des particules crayeuses très nombreuses, qui contribuent à lui donner cette teinte laiteuse qui a valu à la région le nom de « côte d'opale ». Comme à mer basse il ne subsiste pas de dépôts sur l'estran, à Mers par exemple où le phénomène est particulièrement visible, on peut penser que le jusant emporte les particules en suspension et que le flot en crée de nouvelles sans ramener les précédentes. Il faudrait des mesures précises pour tirer des conclusions définitives.

Les effets se manifestent par :

- des mouvements alternés au flot et au jusant, inlassablement répétés ;
- le déferlement sur plusieurs mètres des vagues de tempête, lors des marées ;
- le transport du matériel, en quantité assez peu considérable, sauf pour les particules fines. On ne retrouve des galets qu'au pied

des falaises. La mer n'en entraîne pas et n'en abandonne pas dans son retrait et il est assez improbable, sauf lors de tempêtes exceptionnelles, qu'elle en amène des zones profondes, hormis l'estran ;

— l'abandon de mares permettant la dissolution et qui, une fois formées, conservent de gros galets qui élargiront ces marmites torrentielles.

A partir de ces mares ou à partir des sources supérieures de l'estran et de l'écoulement des eaux retenues par le cordon de galets, se forment des rigoles descendant vers la mer et constituant des chenaux qui, amorcés, joueront alternativement dans un sens ou dans l'autre. Ce sont les *estrans rainurés* (38) (Photo 9). Personnellement, nous ne croyons pas que ce phénomène de gravité des eaux soit déterminant. Nous avons étudié du sommet et survolé les estrans du Caux. La rainuration est effectivement le fait des eaux de ruissellement entre deux marées, mais la structure diaclasée, souvent oblique, l'emporte sur la ligne de plus grande pente et il est fréquent que les réseaux d'écoulement soient obliques par rapport à la ligne de basse mer (Photo 10). De même l'ampleur de la marée ne semble pas justifier tel ou tel type d'estran. Les plus fortes amplitudes sont ici dans la baie de Somme et dans la région d'Ault-Onival. Les estrans sont souvent moins attaqués qu'à l'Est de Dieppe. La texture de la roche est déterminante. D'ailleurs, à marée montante, il est fréquent de voir la mer gagner doucement les chenaux, sans provoquer la moindre érosion mécanique assimilable à celle d'une rivière ou d'un torrent.

En roche tendre, peu diaclasée, affleurant selon un plan de stratification, la rainuration s'effectuera. Mais si des microstructures (pendages monoclinaux, plis) sont affouillées, il n'y aura pas rainuration (estran d'Yport ou de Bénouville) (Photo 11). De même, un matériau trop diaclasé réalisera d'autres formes (Fécamp, Étretat). A Étretat (Photo 12), l'estran marque une certaine pérennité. Il a peu évolué depuis le début du siècle. Si la rainuration était de règle, elle serait inscrite ici plus qu'ailleurs. Or, il n'en est rien. Ces facteurs doivent être occasionnels, la craie permettant la réalisation des types les plus remarquables.

L'action de la mer, aidée par celle d'autres processus, ne peut être niée sur les estrans. Mais elle semble assez longue à se réaliser et l'on peut douter que la mer seule, sauf en roches exceptionnellement tendres, arrive à réaliser un aplanissement parfait. Il est vraisemblable que l'évolution et le profil des estrans (croquis II) tendent à une courbe mathématique fonction de l'amplitude des marées, donc de la vitesse de l'eau à la montée et à la descente, et surtout du

(38) A. GUILCHER. Essai sur la zonation et la distribution des formes littorales de dissolution du calcaire. *A. G.*, n° 331, mai-juin 53, p. 161-179. Il semble que l'on puisse retenir ce terme de chenal. Certaines de ces rainurations à la base de la plage, sont très creusées, et parcourues alternativement par les eaux. C'est plus qu'une simple rainure.

degré de résistance de la roche. Le profil d'équilibre ainsi réalisé est variable selon les lieux et les roches et peut ne se modifier que de proche en proche, très lentement. D'où ces types d'estrans que nous avons observés en Normandie, malgré un matériau apparemment homogène, mais en fait assez varié, justement au niveau de la mer :

— *les estrans profonds*. Nous qualifions ainsi les estrans qui ne découvrent pratiquement jamais. Aux basses mers de morte-eau, ils disparaissent sous plusieurs mètres d'eau. M. Guilcher a noté qu'ils se trouvent fréquemment sur les pointes, souvent (sauf atterrissements), sur les zones de roche dure (Antifer, Étretat, Fécamp). Il semble bien que l'action de la mer, peut-être par réflexion, se reporte assez bas au pied de la falaise, surtout s'il y a des roches tendres sous les roches dures. C'est ce qui expliquerait ce creusement. L'estran réalisé atteint une phase limite qu'il ne semble pas devoir dépasser en profondeur. Par mer calme et transparente, ces estrans apparaissent formés d'alternance de rochers et de plages de sable avec une très belle végétation aquatique (laminaires surtout), prouvant que l'action de la mer y est devenue à peu près nulle. Ces côtes sont peut-être battues, mais le phénomène ne peut qu'être superficiel puisqu'il n'y a pas d'arrachement en profondeur. Les laminaires se fixent dans des zones battues. Toutefois, là où se produit le déferlement, il n'y a pas de végétation.

Seul un éboulement de la falaise peut amener la mer à modifier son profil d'abrasion. Dans les secteurs intéressés du Caux, il semble bien qu'il s'agisse d'un travail de longue haleine.

— *les estrans parfaits*. Ils sont réalisés dans un matériau homogène et peu résistant. Nous en avons observé de remarquables au Phare d'Ailly, à l'Ouest de Dieppe et à l'Est de Mers. La craie à silex affleure partout sur l'estran. Les lits de silex sont assez réguliers, horizontaux et rares. L'action de la mer est très continue et forme un véritable glaciaire à pente faible, jusqu'au pied de la falaise. La surface de la craie est très glissante, presque polie. Peu de mares, pas de micro-falaises, un cordon de galets à la tête de l'estran, et c'est tout. En règle générale, aucune plante ; elles ne sauraient s'y fixer. Seulement quelques coquillages ; d'ailleurs, les pêcheurs à pied n'y viennent pas. Tout au plus trouve-t-on des reliefs postiches : blocs de grès éboulés, ou éboulis de falaise en voie de destruction et qui disparaissent assez rapidement.

Leur présence amène fréquemment une reprise d'érosion à leur pied, la mer travaillant ici comme sur une diaclase, si bien qu'on les trouve dans des trous qu'ils ont contribué à créer par leur position. Aux très basses mers, on découvre à la base de l'estran une couverture continue de sable. Il semble qu'il y ait deux secteurs : le secteur amont, souvent seul visible, sujet à l'érosion, et le secteur

aval, d'accumulation. Ce dernier doit gagner sur le précédent au fur et à mesure du recul de la falaise. Mieux, la mer semble respecter la notion de profil d'équilibre, très scrupuleusement. Quand elle a terminé le sapement par la base d'un bloc éboulé ou quand elle a formé un chenal, il n'est pas rare d'assister au remblaiement par du sable, ou même par des vases, pourtant faciles à enlever. La présence de vase sur le haut de l'estran (Dieppe et ailleurs), dans des creux, montre que l'action de la mer ne peut se faire sentir au delà d'une pente limite, quand, toutefois, le profil général d'équilibre est atteint.

— *les estrans d'accumulation* semblent dériver des précédents, mais ils sont malaisés à expliquer. Ils sont assez fréquents sur ce littoral : Est du Phare d'Ailly, région de Sotteville. On devine la présence d'un estran rocheux (affleurements de-ci de-là) ; il suffit d'enfoncer une sonde pour se rendre compte que la roche en place est partout, avec du reste de nombreuses irrégularités. Ces estrans voilés ne sont pas originellement plats, mais ils sont recouverts par une couche importante de sable. Et le voyageur a la curieuse surprise de découvrir au pied des falaises de splendides plages de sable de plusieurs kilomètres de long. Quelle est leur origine ? On pourrait penser à la présence de sables voisins. Les plages de Sainte-Adresse, Saint-Jouin s'expliquent par les sables du Gault, mais ici la mer a pu entailler facilement et très bas un estran en roche tendre. Il n'en est pas de même plus à l'Est. Le sable vient du Tertiaire, mais il est un fait, l'œuvre d'érosion de la mer fait place à une action d'accumulation importante. L'hypothèse d'une saturation en sable des eaux marines est inadmissible. Il faut donc admettre que le régime, donc la force de la mer, s'est modifié. Serait-ce l'œuvre d'un courant local ? Mais ce courant n'existait pas auparavant et c'est invraisemblable. Par contre, dans tout ce secteur, les pouliers de galets sont modifiés fréquemment, certains éléments de falaise disparaissent et il est possible que les composantes des mouvements marins, ainsi modifiées, perturbent à la longue l'action de la mer. D'où phase d'accumulation succédant aux formes érosives.

— *les estrans irréalisables*. Il est possible qu'en roche très résistante, mais homogène, la mer réalise lentement un profil d'équilibre. Mais quand il y a alternance de bancs résistants et de roches plus tendres, il nous est apparu que la mer était incapable de réaliser un aplanissement parfait (Photo 13). Elle va trop vite dans le sens longitudinal et pas assez vite dans le sens vertical. Si bien que la base de l'estran se trouve dans la zone d'accumulation avant d'avoir pris la forme d'un glacis. Il est alors fossilisé par les sables et n'évolue plus (plages à l'Est de Dieppe, à l'Est d'Étretat, etc...). La mer se heurte à de véritables structures monoclinales ou plissées, à pendages divers selon les plages (Photo 14). Les calcaires

plus durs, les bancs de silex lités déterminent autant de points de résistance constituant des micro-falaises. Mais il s'agit de roches dures. Il n'y a guère de travail mécanique parce que pas d'érosion continentale. Les lapiés du haut d'estran, assez rares, aident l'action de la mer mais ne sont pas susceptibles de travailler plus vite qu'elle. Si les conditions sont favorables, ils sont rattrapés par le sapement sous-jacent, lié à une roche plus tendre. Ces reliefs se survivent indéfiniment, sauf modification de la structure de l'estran. La mer avance ici, mais là elle trouve un ressaut supérieur et tout est à recommencer. L'attaque la plus sûre n'est d'ailleurs pas celle qui est menée de front, mais bien le sapement réalisé dans les chenaux, parfois très profonds (Photo 15). Il est vraisemblable que si la mer stationnait à ce niveau pendant des millénaires, elle viendrait à bout de son travail. Une étude de la base de l'estran nous montre les mêmes micro-falaises dont les chenaux sont remplis de sable. La pente est d'accumulation et la mer a fossilisé ce dont elle ne pouvait avoir raison. De cette étude, on peut donc conclure que, dans le sens horizontal ou vertical, sur les estrans ou au pied des falaises, la mer se heurte à un rivage qui résiste patiemment à ses attaques. La mer ne peut se permettre un travail continu qu'en roche tendre. Ailleurs, elle s'appuie sur les différences lithologiques, mais elle ne peut parvenir à un résultat parfait. Pratiquement, c'est au sommet de l'estran que les formes les plus nettes sont réalisées, là où sans doute l'action est maximum, parce que permanente. Plus bas, en morte eau, il n'y a pas de découvert et c'est à notre avis, à un travail moins efficace que l'on devrait cette différenciation de structure amenant tôt ou tard une quasi-immunité des roches les plus dures. Au terme, la mer abandonne la partie. Bien souvent, on hésite à reconnaître une plate-forme d'abrasion. C'est d'ailleurs là que se situe le paradis des pêcheurs.

c) *Les courants littoraux et la translation des matériaux.* Il s'agit de la translation de la houle, intermittente, parfois réversible, qui se fait selon les directions dominantes, et qui agit sur le transfert des matériaux. Sur la côte du Caux, il est admis que le courant général, venu de l'Ouest se divise à hauteur d'Antifer et se dirige partie sur le Havre, partie vers l'Est, jusqu'à la Somme et au delà. C'est ce qui apparaît très nettement, pour cette seconde région, à l'étude de la marche des galets, en particulier à l'entrée des ports. Ces courants ne jouent aucun rôle érosif dans la zone littorale que nous étudions. Ce sont par contre d'actifs agents de transports ; sables, boues crayeuses (la mer est laiteuse au pied des falaises) et galets. Ce courant est responsable du cordon de galets qui s'entasse au sommet de l'estran, de Saint-Jouin à Octeville, ainsi que des pouliars qui alternent à la base des falaises à l'Est d'Antifer. (Croquis I, II, III, IV.)

Quelle est la valeur réelle de ce travail d'évacuation (39) ? De Lamblardie a fait une étude à ce sujet. Il a évalué le cube des galets enlevés, depuis que la mer a détruit la partie de la falaise entre les écueils et le rivage actuel. Du Havre à Saint-Valéry-sur-Somme (160 toises de large, 114.000 toises de long) (40), la zone enlevée mesurait : 18.240.000 toises carrées. En admettant $\frac{3}{5}$ de vides (craie) et $\frac{2}{5}$ de silex, la surface des silex enlevés au niveau de la mer serait de 7.296.000 toises carrées. A raison de 60 couches, soit 15 pieds de hauteur de silex (2 toises et $\frac{1}{2}$), le cube offert à la mer serait de 18.240.000 toises cubes. Pour devenir galets, et ultérieurement au cours du transport, ces silex perdent les $\frac{2}{3}$ de leur volume ; il resterait encore 6.080.000 toises cube de galets (une toise cube : 8 m^3), soit 48.640.000 m^3 (et 12.160.000 toises cube de sables ?). Chaque année, la côte est réduite d'un pied (0,33 m), soit un volume de silex mille fois moindre : environ 48.640 m^3 .

On peut admettre quelques réserves quant au mode de calcul. En ce qui concerne la superficie détruite, Lamblardie avance des chiffres correspondant en mesure actuelle à 320 mètres par 228.000 m. En réalité — et il faut tenir compte de la ligne droite pour un calcul de ce genre — il n'y a que 130 km de la Hève à Ault (on ne peut aller jusqu'à Saint-Valéry et il est même probable que le poulcier, jadis, s'attachait plus au Sud-Ouest de la falaise). Cela réduirait considérablement le cube de galets formés par destruction de la falaise. Nous arrivons à 28 millions de m^3 , soit 28.000 m^3 /an, au lieu de 48.640. Encore faut-il bien admettre que toute la falaise n'a pas 60 couches de silex. Au Sud de Saint-Jouin, la craie sans silex forme la majeure partie et au Nord-Est, il y a des tranches complètes de falaises marneuses.

Lamblardie déduit de son travail (p. 19) : « qu'on a tout lieu de croire que cette masse de galets (6.300 toises³ par an), ne reste pas le long de la côte et qu'à la fin d'une année, à partir d'une époque quelconque, les 6.300 toises³ arrivent au but que la nature leur a fixé. En effet, si dans l'espace d'une année, l'action des vagues ne pouvait débarrasser la côte des 6.300 toises³ qui se sont formées dans ce temps, il s'en ferait nécessairement un amas le long du rivage qui garantirait le pied des falaises du choc des vagues. Les falaises ne se détruisant plus, le galet n'aurait plus lieu. Mais l'épaisseur des falaises diminue tous les ans d'un pied ; il faut donc que l'action des vagues débarrasse le rivage des 6.300 toises³ de galets que la chute d'un pied de falaise a occasionné. » Lamblardie admet un cheminement total du galet, d'Antifer au Hurdél et à la pointe du Hoc, au cours d'une année. Plus loin, il signale qu'il passe à Fécamp 750 toises³ : 6.000 m^3 de galet par an, 3.000 à Dieppe :

(39) DE LAMBLARDIE (I. P. C.), *Mémoire sur les côtes de Haute Normandie*, 1783, et LAMARRE, o. c.

(40) En admettant 0 m 33 de recul par an, soit 320 /330 m en 1.000 ans = 160 toises.

24.000 m³, 4.125 au Tréport : 33.000 m³ et 5.300 à la pointe du Hourdel : 42.400 m³... 1.000 toises³ : 8.000 m³ seulement au Havre et à la Pointe du Hoc (Photo 16).

Nous ne partageons pas ce point de vue. D'après nos calculs, nous pouvons estimer à 28.000 m³ le volume du galet formé chaque année. La falaise s'étendant sur 130 km, ce dépôt de galets formerait, réparti linéairement, une masse de 28.000 m³/130.000 m = 0,21 m² de section. C'est absolument insignifiant et même quand nous avons considéré qu'il n'y avait pas de galets, il y avait au moins une masse égale à celle-ci. A supposer que le cube initial eût été de 28.000.000 de m³, cela ferait une masse moyenne de 210 m² de section. Des études faites en 1932 par le service des Ponts et Chaussées (41), fixent la crête maximum du galet à 12,64 m au-dessus du 0 des cartes marines à Dieppe. Même en admettant 10 m de moyenne pour les grands cordons, cela donnerait une largeur moyenne de 20 à 21 m, ce qui n'est pas considérable. La plus grande partie du galet reste sur place, une petite partie seulement chemine. Lors des grandes tempêtes ou localement, il peut arriver qu'il y ait des transports massifs, mais c'est l'exception. Sur la côte, les galets sont exploités. Nous avons observé à Saint-Jouin les trous creusés par les ramasseurs de galets au sommet du cordon. Ces ouvriers prenaient à la fois le galet à la partie supérieure et le galet et le sable en profondeur. A 50 cm les galets étaient emballés littéralement dans un sable gris qui présentait la résistance d'un béton. La granulométrie diminue toujours en profondeur et la présence du sable est normale. Mais la dureté des sables — non consolidés en grès — permet de penser (et les ouvriers nous l'ont confirmé) que ces galets inférieurs ne cheminent qu'exceptionnellement. Les Ingénieurs des Ponts et Chaussées, suivant les conclusions de Lamblardie, ont redouté que l'enlèvement massif des galets par les Sociétés (ils servent dans l'industrie chimique aux U.S.A.), affaiblissent la protection des falaises. Cette hypothèse n'est pas soutenable si réellement les galets cheminent annuellement, auquel cas le volume fourni par la falaise assurerait le remplacement, et bien au delà. Les extracteurs émirent l'opinion (42) que les galets pouvaient cheminer dans les fonds sous-marins, s'amasser en dépôts invisibles d'où ils remonteraient sur les plages, constituant une réserve naturelle pratiquement inépuisable. Des sondages furent effectués au large de Dieppe, à 2 ou 3 km, et non loin des jetées. On y trouve des silex jaunes, anguleux, non roulés, analogues à ceux du port de Dieppe, et des galets noirs roulés, mais couverts d'algues et de coquillages, d'où la conclusion du rapport : « le passage (des

(41) Archives des Services Maritimes de Dieppe, aimablement communiquées par M. Lamarre.

(42) Note du 22 juin 1932. Rapport sur ces sondages.

galets) au droit des jetées, se fait très lentement et peut-être seulement les jours de plus violentes tempêtes. » Certes, dans le passé, quand les jetées étaient moins longues, le poulie débordait l'entrée du port et embouteillait la passe. Mais ce fait était normal et n'implique pas pour autant le cheminement de tous les galets. Le mouvement littoral des galets vers l'Est est le mouvement fondamental, mais le tonnage évacué par unité de temps est relativement faible.

Nous sommes persuadé qu'une grande partie des galets demeure en place au sommet de l'estran. Aux grandes tempêtes, ils cheminent en fonction non du courant, mais de l'obliquité des vagues et de la houle. Mais certainement très lentement. Une autre observation semble le prouver. Quand un cordon (poulie) est bloqué sur un éboulement, la partie suivante de la falaise, à l'aval, est sapée. A Etigues, l'éboulis a plus de 10 ans, et le galet ne semble pas devoir le franchir encore. Si des m³ de galets passaient de l'autre côté, il en resterait certainement des traces. Des poulies analogues sont longs à se former, justement par suite de la marche lente du galet. La masse actuellement au pied de la falaise n'est pas formée du cube d'une année, mais de bien d'autres années. Et il est fort vraisemblable qu'il faille minimiser encore nos chiffres. Car, en 1956, une bonne partie de la falaise était morte, elle l'était durant l'été de 1955, comme à Pâques de la même année. Elle l'était les années précédentes, par exemple entre Yport et Fécamp, ainsi qu'en témoignent les enquêtes que nous avons faites. Tout ce secteur, et bien d'autres, n'ont fourni aucun élément à la houle et à la dérive littorale. Nous ne suivrons De Lamblardie que dans sa conclusion (p. 31) : « le galet est un mal nécessaire, c'est en effet par son moyen que la mer s'oppose à elle-même, des digues qui l'empêchent de submerger tous les terrains... les exhausse et les fortifie... et les rend toujours capables de résister à ses propres effets. »

Lamblardie notait en 1783 que le vent du Nord-Ouest « fait venir le galet ». Il souffle pendant six mois de l'année, de fin octobre à fin avril. C'est pendant l'hiver que les jetées sont encombrées de galets. La côte est abritée des vents du Sud-Ouest par la côte de Basse-Normandie, des vents du Nord et Nord-Est par celle de la Somme, vents qui pourraient faire courir le galet vers le Cap d'Antifer. Des tempêtes par vent de Nord-Est ou du Nord, même peu soutenues, peuvent amaigrir les poulies sur les jetées, en poussant les galets en sens inverse. La situation des ouvrages peut être critique (Fécamp, janvier 1957), mais cette situation ne dure pas.

Nous ne saurions suivre De Lamblardie quand il suppose que le courant, divisé par le Cap d'Antifer, se dirige vers l'Est à partir d'Étretat et vers le Sud à partir de Saint-Jouin. Ou alors, il faudrait admettre — ce qui est possible — que les conditions de vent ont changé depuis le XVIII^e siècle.

Nous avons établi des plans de vagues (43) (croquis III, IV), selon la direction d'une houle de période : 6 secondes et de 56 m de longueur d'onde. La direction est variable selon les secteurs de côte considérés, car les diagrammes de vent, établis en fonction des données de La Hève et de Dieppe, tiennent compte de l'orientation de la côte. Les vents de S.-O. qui soufflent à La Hève, ne sont plus sensibles vers l'Est. La progression de la houle est précisée pour chaque secteur de la côte. Les résultats restent imprécis à l'approche des côtes car l'échelle de la carte se prêtait mal à une analyse plus poussée. Nous avons fait cette étude sur un fond au 44.000^e (cartes marines) et les résultats ont été sensiblement identiques. En principe, les crêtes des vagues ont tendance à se rabattre davantage à la côte. Nos conclusions sont assez différentes des thèses de Lamblardie, mais elles confirment pleinement nos observations de 1955 et 1956.

D'Antifer à La Hève, la houle aborde presque perpendiculairement le rivage. Les ondes sont très peu déformées, sauf en baie de Seine, étant donné la pente rapide des fonds (coupes II, III, IV), très régulière, sans le moindre ridin. La tendance manifeste est de plaquer le galet au droit de la côte, en le faisant même légèrement remonter vers Saint-Jouin, Antifer. Ce n'est qu'à La Hève qu'il irait vers le Sud. Actuellement, la côte est effectivement garnie de levées régulières, n'affectant nullement la forme d'un poulier engraisant vers le Sud. Les galets protègent plus qu'ils n'attaquent. Il reste cependant un problème : pourquoi le poulier du Hoc en baie de Seine ? Il semble évident qu'il ne se constitue plus actuellement au moins de façon importante. S'agit-il d'une construction fossile répondant à d'autres rivages ou à d'autres régimes de houle ? C'est possible sinon certain.

D'Antifer au Phare d'Ailly, l'action des hauts fonds reste très limitée voire nulle jusqu'à l'approche du rivage. Toutefois, elle est très nuancée dans le détail et justifie la localisation de la plupart des cordons de galets. Le tracé de la falaise, les caps, les jetées des ports expliquent également ces pouliers.

Dans le secteur d'Étretat, l'obliquité de la houle est très forte, étant donné l'orientation de la côte, et les avancées, les « Portes » retiennent le galet. Ce n'est donc pas la division du courant, comme le pensait Lamblardie, qui aurait créé ici une sorte de zone neutralisée. D'Étretat à Fécamp, la houle reste assez oblique, mais il n'y a pas la moindre avancée permettant d'accrocher un poulier. Seul l'éboulement situé à mi-chemin entre Yport et Fécamp et, vers l'aval, les jetées de Fécamp, accrochent les galets, de façon permanente et stable dans le second cas. Même si une forte houle de

(43) H. LACOMBE, Méthode de tracé direct des orthogonales de houle à partir de la formule finie de propagation. *Bullet. C.O.E.C.*, t. V, n° 2, février 1953, p. 80-98.

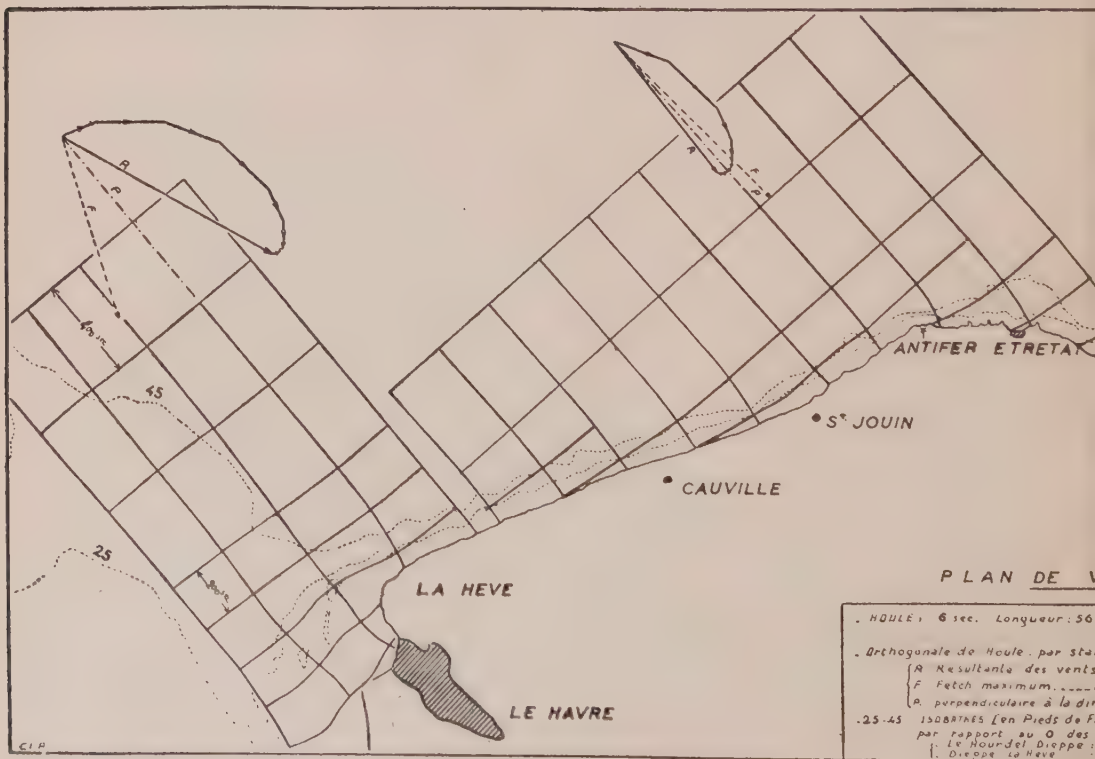
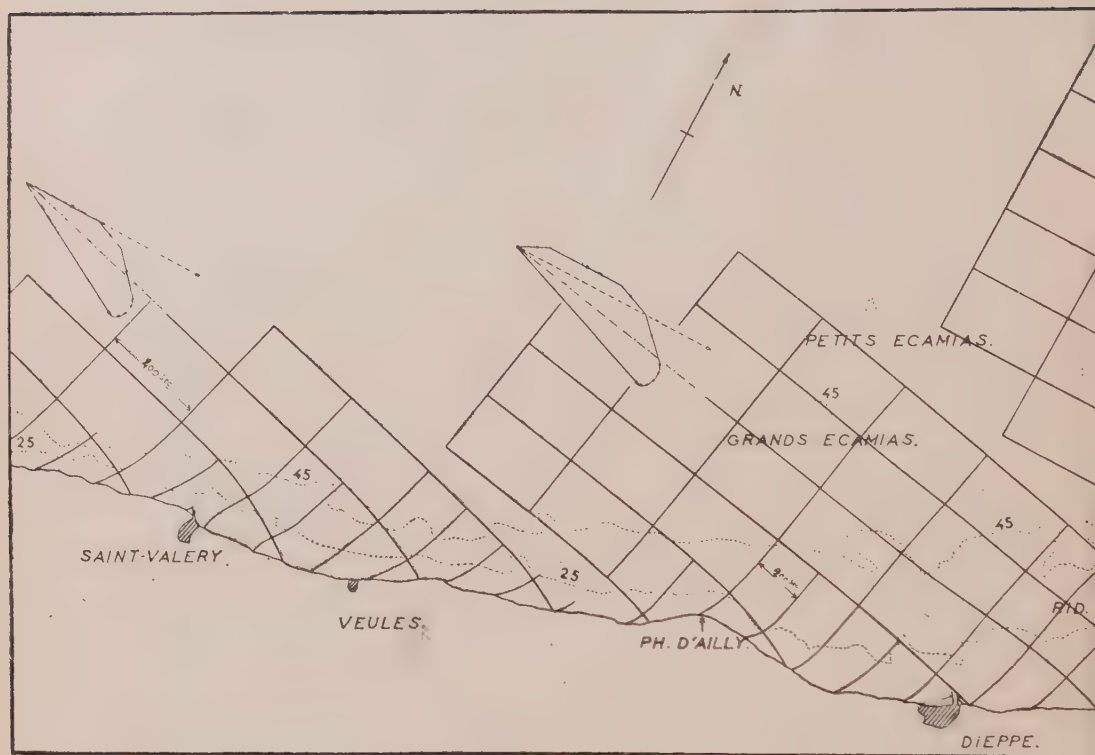
Nord-Est est susceptible de faire partir le galet (janvier 1957) au point de ruiner les jetées du port, la tendance déterminante est de de le ramener. La crête résultante est en fait parallèle au poulier.

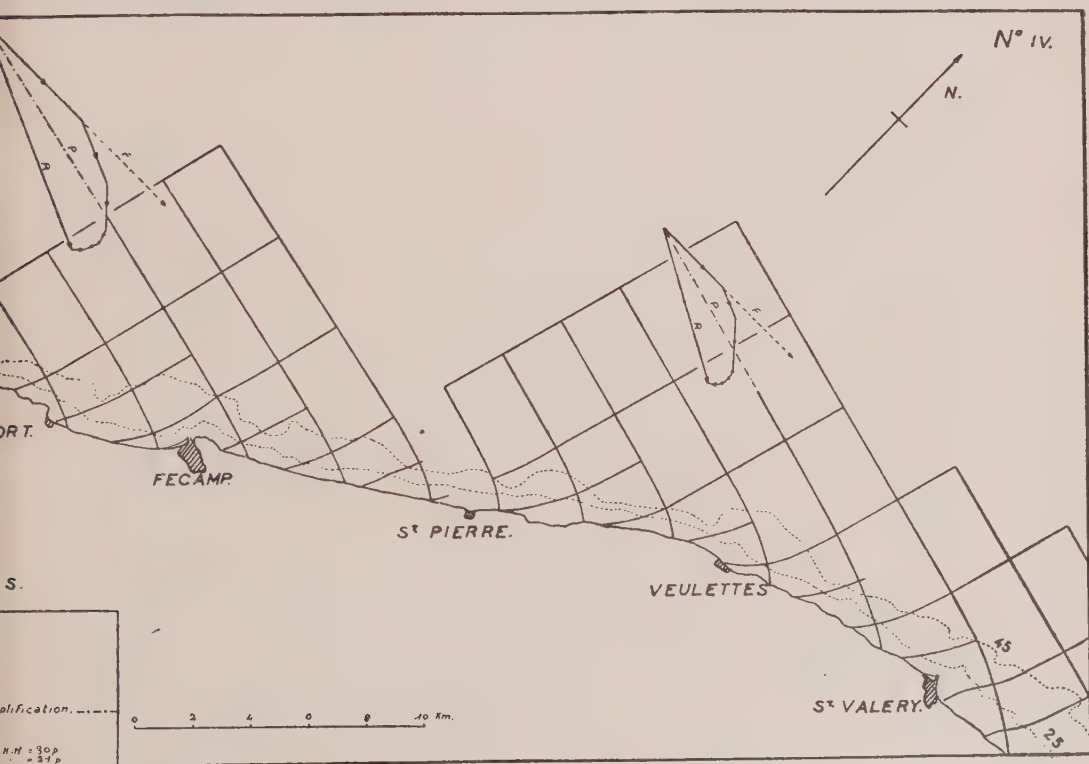
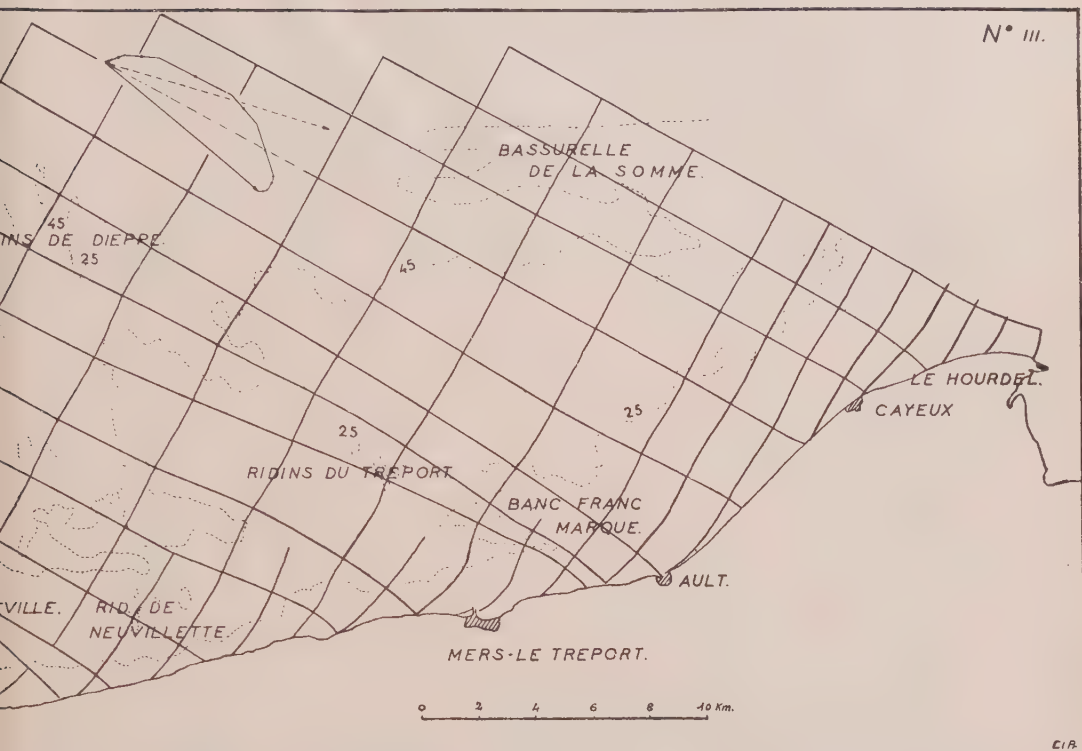
Immédiatement à l'Est de Fécamp, les conditions sont moins favorables et la falaise est découverte. De Saint-Pierre-en-Port à Saint-Valéry, en particulier à Veulettes, l'obliquité de la houle est plus forte, et même certainement plus accusée que sur notre croquis, car la falaise est bien défendue. Il n'en est pas de même de Saint-Valéry à Dieppe où les cordons ne se fixent qu'aux estuaires des vallées drainées. Il est fort probable que le débouché d'eau douce en mer, détermine un freinage de la houle qui déferle plus volontiers à la côte. Chaque fois, en effet, se constitue un cône de déjection des galets en mouvement. Comme dans la plupart des cas des épis barrent les plages, le galet se dépose. Mais ces formations sont très fragiles car mal orientées par rapport à la houle. Sans les rivières et sans les hommes, ce secteur serait certainement très mal défendu. Les jetées très allongées du Port de Dieppe justifient pleinement ce point de vue.

De Dieppe au Hourdel, la houle n'agit plus librement dans sa direction dominante. Il existe de nombreux hauts-fonds : grands et petits Ecamias, Ridins de Belleville, de Neuville, de Dieppe, du Tréport, Banc Franc Marqué, Bassurelle de la Somme, qui perturbent les ondes orthogonales. Leur influence est particulièrement sensible à partir de Penly, et le serait davantage si l'on admettait — ce qui est possible — une direction de la houle au large, fonction de la rose des vents de Dieppe et non d'Abbeville. Les ridins de Belleville et de Neuville seraient responsables de l'obliquité maximum de la région de Criel et du cordon correspondant de la vallée de l'Yères, fixe et non bloqué sur des épis. Mais cette influence n'est plus sensible au delà de Mers. Au contraire, les ridins du Tréport et le Banc Franc Marqué déterminent des crêtes de houle très redressées, donc une dérive très forte, coïncidant malheureusement avec la falaise la plus fragile du Caux et de la Picardie. Le changement de direction du poulie du Hourdel, à partir d'Onival, correspond mieux à un état de stabilité, en partie confirmé par les faits. Au Hourdel d'autres facteurs — courants de l'estuaire — doivent intervenir. Ce qui expliquerait l'engraissement actuel de ce secteur.

Ce plan de vagues, s'il ne justifie nullement une migration du galet vers La Hève, semble bien l'admettre d'Étretat vers l'Est. Mais Lamblardie estimait que la totalité du galet, partie d'Antifer, atteignait en un an le Hourdel. Le vent du Nord-Ouest soufflant 6 mois de l'année, cela suppose 100 km parcourus en 180 jours, soit environ 550 m par jour. Cette vitesse semble excessive, voire irréalisable. Une telle progression devrait se matérialiser par l'indice d'émoussé des galets.

L'étude des caractéristiques des galets de silex est résumée dans





les graphiques que nous avons établis (tableau V). Pour chaque station envisagée, nous avons travaillé sur cent galets, pris au hasard. Les graphiques de bas de page représentent la classification en %, selon la longueur (44). Les galets de silex ont des tailles relativement faibles, sauf au Havre. Initialement, les silex ne sont pas très longs. Si par hasard ils le sont, ils se brisent rapidement et fournissent un matériel de petites dimensions. A Cayeux et Etretat existent des galets minuscules (les 2 dernières séries) de 1 à 2 cm de longueur.

Les caractéristiques médianes sont les suivantes.

	Longueur	Aplatissement	Dissymétrie	Émoussé	
	—	—	—	r1	r2
Le Havre.....	92 mm	1,6	620	410	610
Etretat.....	51	1,7	570	540	670
Etretat.....	19	1,7	590	500	630
Veulettes.....	56	1,5	590	440	610
Dieppe.....	61	1,6	610	480	600
Cayeux.....	46	1,7	600	410	620
Cayeux.....	19	1,5	600	400	600
Valeurs idéales.....		1	500	1.000	1.000

N. B. — Sont soulignées les valeurs les plus proches des valeurs idéales, étant entendu que la caractéristique idéale d'aplatissement d'un galet est d'être sphérique.

La première caractéristique de toutes ces séries est la valeur de l'aplatissement, qui est très basse, peu éloignée de la valeur idéale, et surtout très constante. Ceci s'explique par la forme initiale des silex. Ils existent en bancs mais en général ils présentent originellement des formes courbes. Ce n'est pas le travail de la mer, mais la nature de la roche, sans plans de schistosité, qui donne cette constante. C'est pourquoi les valeurs médianes du Havre sont très proches de celles de Cayeux. Les indices de dissymétrie les plus remarquables sont à Etretat, qu'il s'agisse des petits ou des gros galets. Il en est de même des indices d'émoussé. Par contre, les galets du Havre accusent une dissymétrie plus marquée. Ce que nous avons déduit de l'étude des plans de vagues semble vérifié. Les galets du Havre parcourent peu de chemin. Ils viennent des falaises de Cauville et de la Hève. Les galets d'Etretat ne peuvent franchir l'obstacle des Portes et sont roulés par la mer depuis des millénaires. Ils approchent des valeurs idéales. Mais ailleurs, ce matériel bloqué sur des cordons successifs ne migre pas vers le Hourdel, et la plage de Veulettes présente des galets plus symétriques que ceux de Cayeux.

Les indices d'émoussé concrétisent ces remarques. Les valeurs les

(44) BERTHOIS L. Méthode d'étude des galets. *R. G. Dynamique*, n° 5, 1950, p. 199-225.

BOUILLET G. et CAILLEUX A. L'indice d'émoussé des silex. *C. R. Soc. Géol. de France*, 10 mai 1948.

plus fortes sont réalisées à Étretat. Dieppe et Veulettes se classent ensuite. Au Havre le matériel est peu émoussé — faible transport — et à Cayeux (il s'agit du cordon externe) les galets proviennent certainement de l'attaque actuelle de la falaise. Ils sont mal roulés.

Selon Lamblardie, c'est à Antifer que devrait se trouver le matériel le plus grossier, puis au Havre, Cayeux réalisant le maximum d'émoussé et de symétrie. Il n'en est rien. Il faut bien admettre que les galets, s'ils se déplacent le long du littoral, n'opèrent qu'un mouvement partiel, venant engraisser lentement les pouliers sur lesquels ils se stabilisent. Dès lors, il est normal qu'ils aient tous des indices très voisins.

Cette observation se trouve matérialisée. Les ramasseurs de galets sont nombreux sur la côte. Les matériaux destinés à l'empierrement ou à la construction peuvent être tout-venant, mais les galets destinés à l'industrie chimique doivent avoir un poli parfait, sans trou, régulier, d'indice d'émoussé très élevé. Selon la thèse de Lamblardie, on devrait s'attendre à trouver le maximum d'exploitants au Hourdel. Chose curieuse, c'est aux environs d'Antifer qu'on se livre à la plus patiente recherche. Ces conclusions concordent exactement avec celles que nous avons tirées de notre plan de vagues.

Lamblardie est allé jusqu'à calculer les superficies respectives des deux pouliers issus de ce mouvement de migration. Il y aurait eu en 1783 :

3.710.000 toises² au Hoc : 15 millions de m².

11.250.000 toises² au Hourdel : 45 millions de m².

D'après le tracé des côtes, linéairement, le rapport superficiel devrait être de 4 à 1. Il est de 3 à 1 par suite de l'érosion plus forte des galets allant vers le Hourdel, au cours d'un transport plus long et les sables « sont poussés pour former les dunes au Nord de la Somme » (certaines sont monastiriennes). Si l'on admet une épaisseur de 10 m de galets au Hourdel, cela fait une masse de 450 millions de m³. D'après nos chiffres, il s'en arrache 28.000 m³ par an dont, selon Lamblardie, les 4/5 vont au Hourdel et 1/5 à la pointe du Hoc (150 millions de m³). A la pointe du Hoc, l'apport annuel est de 5.600 m³. Il aurait fallu 26 à 27.000 ans pour que le poulier du Hoc se constitue. Le rapport serait évidemment le même pour le Hourdel à supposer que la totalité du galet débité chaque année aille vers les pouliers terminaux. En réduisant l'épaisseur à 5 m, cela ferait encore 13 à 15.000 ans. La totalité du galet ne s'y rend pas. Un recul de 1 pied/an (0,33 m) supposerait un recul de la falaise de $0,33 \text{ m} \times 13.000 = 4.290 \text{ m}$ au minimum, ou 8.500 m au maximum de 10 m d'accumulation. Ce n'est pas excessif. On peut l'admettre aisément. La transgression flamandienne est plus récente que ces 13 millénaires : il faut aller largement au delà de l'épo-

que historique pour concevoir une telle accumulation. Les galets, antérieurement fixés sur ces poulriers, ont été remis en jeu. *Il est impensable que le Hourdel et le Hoc soient l'expression de l'érosion contemporaine des falaises. Il s'agit, comme les ridins, de matériaux fossiles, monastiriens, déposés le long du littoral et remaniés lors de la transgression flandrienne. Leur localisation actuelle est récente, et la falaise morte qu'ils protégeaient n'a été livrée que récemment à l'érosion marine. Aucune dérive littorale, aucun sapement historique ne sauraient justifier de tels amoncellements.*

d) *Les actions chimiques et biologiques.* Le cheminement des galets nous a emmené assez loin de notre point de départ. Les processus que nous allons étudier maintenant nous ramènent à des réalités plus concrètes et plus saisissables.

Les *actions chimiques* sont essentiellement des phénomènes de dissolution et de corrosion. Puisqu'il s'agit de l'action de la mer, ils peuvent se présenter sous trois formes :

— dissolution de la craie par air chargé de brumes salines ou d'embruns.

— dissolution, à marée haute, sous la couche d'eau salée.

— dissolution au niveau des mares subsistant sur l'estran, à basse mer.

M. Guilcher a montré l'efficacité de ces agents dans les régions chaudes et particulièrement sur les calcaires littoraux. La dissolution pure devrait être plus grande sous nos climats que dans les mers chaudes. Sur la craie, elle semble peu évidente sous les climats actuels. Les lapiés littoraux (Photo 17) sont plutôt l'exception. Même en admettant que la suspension n'est pas l'équivalent de la mise en solution, il doit tout de même exister un rapport entre le fait que les eaux de mer ne peuvent dissoudre la craie qu'elles transportent et l'on est amené à penser à un phénomène de sursaturation, peu favorable à une dissolution efficace. Un processus biochimique, avec l'aide des animaux, semble plus indiqué.

L'effet des embruns ne nous a pas paru concluant. En France, il semble être admis. C'est ainsi qu'au N. de Criel et de la valleeuse de Mesnil-Val en allant vers le Tréport, nous avons constaté la présence de deux fortins construits par les Allemands, pendant la dernière guerre, en surplomb d'1 m à 1 m 50 environ (45). L'Ingénieur des Ponts et Chaussées du Tréport nous a assuré qu'aucun éboulement n'avait été signalé dans ce secteur pendant la guerre et ultérieurement. De là à admettre que l'action des embruns était prépondérante, il n'y avait qu'un pas. Nous avouons ne pas y croire.

(45) La personne la plus autorisée de Mesnil-Val nous a bien assuré que la falaise ne reculait pas et qu'ils avaient été construits en surplomb. Mais tout de même ? La partie saillante porte encore des débris d'argile à silex. Nous restons très sceptique quant à la valeur de ces renseignements oraux.

L'estran est parsemé de blocs de craie à silex qui ne peuvent provenir que de la falaise. Il s'agit peut-être d'éboulis minimes, non signalés, constants, mais certainement pas de l'action des embruns. Nous en avons eu la preuve en Angleterre. Les falaises de Margate (pourtant de craie friable), celles de Folkestone et de Douvres, protégées à leur base et ne pouvant donc évoluer que par éboulis ou par l'action chimique des embruns, n'évoluent pas. Le profil taillé de main d'homme est aussi régulier qu'à l'origine. De même, à Étretat, l'aiguille n'existerait plus depuis longtemps si l'action de l'air marin était prépondérante. Nous considérons donc cette action comme insignifiante.

Quant à la dissolution sur l'estran et dans les mares, elle est vraisemblablement très faible. Dans les mares, le processus d'érosion mécanique, par tourbillons et création de marmites de géant, semble plus important. Encore n'est-il pas généralisé. Très souvent, les mares (Étretat) sont remplies d'algues minuscules qui en tapissent les flancs, ce qui exclut tout arrachement continu par frottement de corps étrangers. La dissolution par les eaux marines ne peut se faire directement sur les parois, du fait de ce revêtement, sinon avec l'aide de ce revêtement. Il est très rare de trouver, dans le Caux, des mares dont les flancs sont à vif et susceptibles de réagir à une action chimique par contact. M. Guilcher semble avoir fait des constatations analogues (46) « il paraît évident que l'efficacité morphologique de la dissolution est ici freinée par la faible résistance de la roche à l'abrasion mécanique et aux taraudages biologiques ». Toutefois, sur le piédestal de la Manne-Porte, à Étretat, à un endroit où l'érosion mécanique est insignifiante et où les formes de dissolution auraient pu se maintenir, elles sont à peu près inexistantes.

Les actions biologiques (47). Les algues se fixent aux roches, mais elles jouent davantage un rôle protecteur qu'un rôle érosif. Si elles sont arrachées, leurs crampons emportent des particules de roche. Il s'agit d'un travail très lent et il faudrait étudier le renouvellement des algues dans un secteur déterminé, pendant quelques années, pour tirer des conclusions.

Le rôle destructeur des animaux est plus sensible, surtout dans la craie. Les patelles et les littorines fixées sur les rochers se déplacent souvent à la marée. Les traces de ces voyages sont particulièrement visibles quand la craie est recouverte d'une légère pellicule de vase. Sur de gros blocs de craie, les patelles enfonce leur cône dans des trous profonds de quelques millimètres. Ces cuvettes

(46) A. GUILCHER. Essai sur la zonation et la distribution des formes littorales de dissolution du calcaire. *A. G.*, n° 331, 1953, *o. c.*, p. 161-179, p. 177.

(47) A. GUILCHER. *Morphologie littorale*.

L. DANGEARD. *Observations de géologie sous-marine et d'océanographie relative à la Manche*. Th. Sc., Paris, 1929, 295 pages et tableaux.

sont à la taille de chaque coquillage et il est évident que ce sont eux qui les ont creusées. Mais les organismes perforants sont par excellence les pholades. Elles affectionnent particulièrement ce secteur de la Manche. Il en existe des bancs impressionnants, aux environs de Dieppe (Photo 18) transformant la craie en véritable écumoire. Les parois séparant deux alvéoles voisins sont si minces qu'elles se brisent quand on marche dessus. Mais ces pholades ne s'attaquent guère aux calcaires durs des falaises d'Étretat, et elles ne sont du reste jamais au pied même des falaises. Elles ne s'établissent que sur les zones plates de l'estran, là où les mouvements de la mer ne sont pas très violents. Leur rôle dans l'abaissement du niveau de l'estran doit être considérable. Souvent la mer recouvre de sable et les animaux périssent. Les balanes sont des coquillages coniques, très petits — 1 à 2 mm de diamètre — dont les colonies recouvrent la totalité des blocs de craie ou le pied des falaises abritées. Comme ils sont plus résistants que la craie, ils jouent un rôle protecteur et ne semblent pas perforer.

Les diaclasses sont le lieu d'élection des bancs de moules, très nombreux dans cette région. Les pêcheurs et les estivants, en les arrachant, causent certainement de plus grands dégâts que les animaux parasitant la roche. Tout ceci reste fonction de la dureté. Même des roches très dures peuvent être attaquées à la longue, mais il est évident que les roches tendres le sont davantage. Les argiles de Saint-Jouin sont perforées par les littorines aussi facilement que les calcaires par les pholades. Les animaux semblent d'ailleurs faire une sélection et choisissent les roches tendres si celles-ci voisinent avec des roches dures. Dans les secteurs trop battus, au pied des blocs déchaussés par les vagues, les animaux ne s'installent pas. Leur action, lente, est limitée dans l'espace.

B. — *Les actions continentales.*

Elles sont le fait des eaux pluviales, des eaux d'infiltration, mais aussi du gel.

a) *Le ruissellement* est important dans cette région littorale où les précipitations sont annuellement comprises entre 800 mm et 1 m. Mais il ne se manifeste qu'en cas de gros orage ou de pluie violente. Les eaux dévalent alors les sentiers ou les routes de fond de vallées sèches et les accès à la mer sont impraticables. Le limon, l'argile à silex partent en grandes trainées boueuses. De même, sur la crête, lorsqu'il y a une légère pente vers la mer, les pluies violentes emportent les limons qu'elles ravinent. Mais en règle générale, par précipitations moyennes, les eaux s'infiltrent et reparaissent sur le front ou à la base de la falaise.

Toutefois, il est un point où le ruissellement se manifeste avec vi-

gueur et de façon à peu près constante : au droit des bonshommes de craie. En été, il est rare de trouver, sauf par grande pluie, un ruissellement partant du sommet. Mais au-dessous des creux karstiques s'étalent des bavures d'argile à silex, qui ne peuvent avoir été entraînées que par les eaux tombant du sommet de la falaise. A tel point que les falaises d'Antifer en paraissent rouges. Cela s'explique aisément. Quand l'argile est seule et épaisse, sur une surface de craie régulière, elle a un profil vertical de falaise vive (Saint-Jouin, Octeville). Mais quand il y a des lapiés, l'argile est extraite par le ruissellement, ce qui aboutit à la mise en saillie des pinacles. En général, seul le haut de la falaise est affecté. Mais il arrive qu'à la faveur de grandes diaclases, ce ruissellement aille très bas et il se forme alors un cône de déjection d'argile à silex au pied du ravin, cône d'ailleurs remarquablement stratifié : sa formation s'étend sur plusieurs années. Matériau meuble, dominant le cordon de galets, taillé en microfalaise, il démontre qu'en bien des endroits le recul est loin d'être constant. Il arrive même, si des niveaux marneux sont intercalés sur le front de la falaise (Est de Fécamp), que le ruissellement soit continu sur le cône. Il peut alors se constituer un véritable tuf calcaire, emballant les galets du cordon littoral. Cela donne, après reprise par la mer, de curieux champignons de galets cimentés (Séneville). L'érosion continentale tend à adoucir le profil supérieur (Dieppe-Ouest) et, là où l'attaque de la mer est vive, elle réussit à lutter de vitesse avec le sapement de base. Entraînant l'argile et les silex, le ruissellement constitue un piedmont de cônes de déjection qui protègent temporairement le pied de la falaise, à condition toutefois qu'il y ait des galets en épaisseur suffisante. Le fait que ces cônes soient couverts de végétation (herbes et même petits arbustes), prouve qu'ils sont assez anciens et stabilisés. Mais, à l'échelle du recul historique des falaises, ce sont des constructions éphémères. On ne les trouve d'ailleurs que sur quelques secteurs, car la condition *sine qua non* est la présence de grandes diaclases, descendant très bas et permettant aux eaux de pluie de créer un véritable bassin de réception.

Le ruissellement est permanent s'il existe au sommet une nappe argileuse assez suivie. Ces conditions ne sont réalisées qu'au Phare d'Ailly. Le profil de la falaise est très caractéristique, convexe au sommet et légèrement concave à la base (Photo 34). L'eau ruisselle en nappe très régulière, comme un film sur le front de la falaise de craie haute de 40-50 m. Au sommet, la dissolution provoque un recul parallèle à lui-même et de moins en moins accusé en descendant puisqu'une partie de l'eau s'évapore ou est projetée en fines gouttelettes. Le ruissellement n'étant pas hiérarchisé, on ne trouve pas de ravinement ou de bassins de réception des eaux. Au pied, aucun cône. Les argiles entraînées sont étalées sur la falaise à laquelle elles donnent une teinte tantôt bleuâtre, tantôt brunâtre.

Il ne peut donc pas y avoir accumulation à la base car il n'y a pas de silex entraînés et il n'existe pas de cordon de galets.

Les eaux chargées de calcaire déposent sur la falaise une pellicule de quelques dixièmes de millimètres d'épaisseur. Cette pellicule n'est pas résistante ; le ruissellement permanent maintient l'humidité et elle est à peine consolidée. Elle se brise aisément au marteau, se desquame à l'ongle. Il est impensable qu'elle ait joué un rôle protecteur efficace. Certains auteurs (48) ont vu dans cette calcite le film résistant qui justifiait la présence de pinacles sur l'estran. En réalité, « The tubulars Chalk Stacks of Sheringham » de Burnaby, sont des formes mineures (10 pieds), étroitement localisées et l'on ne saurait étendre ses conclusions à la justification des aiguilles : leur surface ne révèle aucune trace de calcite.

b) *Les eaux d'infiltration.* D'autres observations montrent que les formations de croûtes calcaires ne sont pas résistantes. Ce sont les fontaines calcifiantes (Valleuse du Curé et source de Grainval, à Fécamp) (49). Sauf sur les falaises Sud, les niveaux d'eau, au moins en été, sont très rares, à mi-hauteur. Il en est cependant. Le plus remarquable se situe immédiatement à l'Est de la valleuse du Curé, près de l'Aiguille de Bénouville. L'eau émergeait jadis plus bas vers le pied de l'abrupt. Le plafond s'est effondré à diverses reprises et il y a actuellement des traces d'écoulement ancien dans d'autres directions. L'ensemble se présente comme un abri sous roche, une très grande cavité, profonde de 6 à 7 m et haute, sous la voûte, d'une quinzaine de mètres. La source — véritable résurgence à débit assez puissant — arrive au sommet et constitue un cône où dominent les dépôts de calcite, mais aussi des traces d'argile à silex. Pas de grotte ou d'alvéole karstique. La source sort d'un réseau de diaclases élargies à la taille de la main. Le cône est envahi par la mousse sur une partie de ses flancs. Ce n'est pas la source qui l'a constitué. L'essentiel du matériau est formé par l'éboulis détaché de la voûte, le tout recouvert de calcite. Cette protection est-elle efficace contre les attaques de la mer ? A vrai dire, non. Le marteau y pénètre aisément jusqu'au manche. Il s'agit d'une formation fragile, mais défendue par un cordon de galets et l'avancée de la falaise au droit de l'aiguille. Il est probable qu'il y eut d'autres cônes identiques, mais leur rôle protecteur est nul.

Quand les sources sont assez voisines de la base, elles ont déterminé la fixation d'algues susceptibles de s'adapter à la fois à l'eau douce et à l'eau salée. Petits rubans verdâtres, en masse épaisse, elles jouent certainement un rôle protecteur, au moins éphémère. Il est courant, au pied des falaises marneuses, de trouver des pla-

(48) T. P. BURNABY. The tubular chalk staks of Sheringham. *Proceedings of the Geologist's Association*, vol. 61, 1950, part. 4, p. 226-241.

(49) A. MARTIN. *Histoire de Fécamp*, 1893.

cages entiers de cette nature. On les voit aussi sur les estrans, autour des sources artésiennes, véritables prairies toujours associées à la présence de l'eau douce. A marée basse, l'eau des mares formées par le gros débit des sources n'est pas saumâtre, mais très pure et très froide. A marée haute, ces organismes s'habituent à l'eau salée. Ces prairies signalent de loin, sur l'estran, les sources du calcaire. Le débit est en général très important. L'eau sort en bouillonnant de 3 ou 4 fentes karstiques, exceptionnellement d'une vasque. L'eau se répand en nappe, mais ne crée pas de chenaux. Elle utilise des rainures préexistantes ce qui semble paradoxal puisque ce sont les plus grands pourvoyeurs d'eau au pied de la falaise. Il n'existe pas d'érosion ou de dissolution littorales propres aux sources de l'estran. Les eaux, glacées, certainement saturées en calcaire, incapables d'en dissoudre à nouveau, ne forment pas de dépôts de calcite. Les silex environnants ont une coupe très nette. Cela s'explique par des conditions très défavorables : tourbillons et marée. Quand ces sources passent sous le galet elles constituent des tufs. Nous en avons observé quelques-uns. Mais il n'y a jamais de très grande coupe dans le cordon pour en permettre l'étude.

Si les eaux « sauvages » jouent un rôle au sommet de la falaise, si les nappes phréatiques permettent les éboulis sur sables et argiles au Sud d'Antifer, en général, les eaux souterraines ont un rôle à peu près nul, au moins à l'état liquide. Il n'en est pas de même l'hiver et au printemps.

c) *Le gel*. Il joue un rôle prépondérant et tous les observateurs l'ont signalé. Les hivers du Caux ne sauraient être considérés comme très rigoureux. Les températures vraies de Janvier sont légèrement inférieures à $+ 4^{\circ}$: 30 à 40 jours de gelée (3 à 10 jours de neige seulement) (50). Mais, la saison froide étant la plus humide, le gel coïncide avec une circulation diac拉斯ienne maximum. Les « pleureurs » sont plus nombreux que l'été. Certains hivers particulièrement rigoureux doivent avoir une action plus forte que celle supposée par les moyennes. De Lamblardie (51) avait déjà reconnu ce fait. S'il y a congélation, la dilatation provoque l'écartement des lèvres des diaclases superficielles, l'éclatement de la roche, tout en maintenant une certaine cohésion provisoire. « Le dégel occasionne la chute des masses que la dilatation de l'eau glacée n'a pu que diviser. » C'est effectivement pendant les hivers doux ou au printemps, au dégel, que se produisent les éboulements, surtout ceux qui sont de moindre importance. Les plus grands, intéressant des pans complets de falaise, plus rares, sont aussi plus tardifs. Mais en règle générale, il n'y en a pas à la belle saison. Cette action du gel joue sur la totalité du front de la falaise. Pourtant, il faut qu'il y ait

(50) *Allas de France*. Planches 15 et 16. Nouvelle édition.

(51) De LAMBLARDIE, *o. c.*, p. 11.

surplomb pour que la masse s'effondre. Sinon elle reste en place. Ceci est confirmé par la pente artificielle très forte des falaises anglaises, protégées à leur base. Les effets du gel y sont moins sensibles. Il est vrai que quand il y a menace, les Anglais coulent du béton dans les diaclases, ce qui se révèle fort efficace. C'est très probablement au gel qu'il faut imputer le recul de la falaise à l'Ouest de Mers, recul dont personne ne s'est aperçu, tellement il est lent et multiple dans ses attaques. Il existe des qualités de craie plus ou moins gélives. Il serait intéressant d'en étudier la répartition. Mais il faudrait être sur place pendant au moins un hiver (52).

La circulation dans les diaclases est uniquement le fait d'eaux venant de l'intérieur. Les eaux de pluie ne sont pour rien dans la gélivation de la falaise. La preuve en est dans les aiguilles. En admettant un recul par gélivation des parois, de 10 cm par an, soit 20 cm sur les deux faces opposées, cela ferait 2 m en 10 ans et 20 m en un siècle. Les deux aiguilles d'Étretat et de Bénouville sont à peu près identiques aux descriptions et aux dessins qu'on en faisait il y a 100 ans. Protégées à la base du fait de leur éloignement de la zone de déferlement, elles le sont au sommet car il n'y a pas de circulation dans leurs diaclases, non reliées au réseau terrestre, non alimentées par les pluies, donc pas de gélivation. Cela leur confère une immunité plus que séculaire, non définitive.

L'attaque par le gel ne se fait pas sentir uniquement sur le front de la falaise. Dallery (*o. c.*, p. 130), écrit : « il peut arriver aussi qu'au cours de certains hivers rigoureux, des parties de ce banc de craie (estran), se trouvent délitées par de fortes gelées se produisant à basse mer. Ce fait a eu lieu ces dernières années, notamment en face de la plage du Bois de Cise, et les marées emportent par blocs la couche délitée, l'estran offrant alors l'aspect d'un dépavage. »

Nous avons évoqué l'aspect général des falaises du Caux et étudié les facteurs offensifs et défensifs qui sont susceptibles d'en causer le recul. Le travail destructif de la mer semble assez discret, sauf en certains points, tels Ault-Onival-Mers. A part Onival où il s'agit d'une bouillie crayeuse empâtant le pied de la falaise morte, la falaise n'est pas tellement différente dans ce secteur et au Sud. Il semble qu'il s'agisse d'une intensité plus grande de l'action marine. La mer, au contact de la terre, tend à réaliser une courbe mathématique, un profil d'équilibre de forces entre ce qui résiste et ce qui détruit. Les point d'attaque doivent donc se déplacer linéairement, chaque modification brutale, due à la mer ou à l'érosion continen-

(52) F. DALLERY, « Sur la côte d'Opale ; les rivages de la Somme. Autrefois, aujourd'hui, demain », *Mémoires de la Soc. d'émulation historique et littéraire d'Abbeville*, 1 vol., Picard, Paris, 1955, 305 p. L'auteur, p. 129, souligne que la falaise d'Ault est généralement gélive, et s'effrite sur toute sa hauteur par les hivers rigoureux. Celle des abords du Bois de Cise est plus résistante aux intempéries, p. 136, au dégel, c'est une grêle de morceaux de craie et de silex de toutes grosseurs qui tombe continuellement. Il préconise la défense du pied.

tale, remettant en question le profil d'équilibre de l'ensemble. Cette hypothèse semble se vérifier à Sainte-Adresse. Le travail de la mer fut très rapide : banc de l'Éclat ; à la veille de la Révolution, de Lamblardie envisageait tout naturellement une attaque de revers, par Igneauval, qui ferait du Havre un port insulaire. Il ne préconisait pas pour autant de défendre La Hève, ceci étant impensable, selon lui. Pourtant, la falaise ne recule plus aussi vite dans ce secteur et les travaux de défense du Havre, comparés aux travaux similaires des Anglais, paraissent élémentaires. En réalité, cette « fantaisie » de l'action marine est surtout fonction de l'érosion terrestre de la falaise. Dans la craie, la falaise s'effondre d'elle-même, la mer ayant surtout un rôle de déblaiement et de transport. C'est seulement lorsque les matériaux sont par trop tendres (Quiber-ville ou Ault), que la mer se fait audacieuse. Encore faut-il qu'il n'y ait pas trop de galets (53).

Nous allons étudier maintenant le résultat, sur les falaises du Caux, de ces actions, tantôt concertées, tantôt opposées.

(53) BAULIG, H. La morphologie littorale et sous-marine de M. A. Guilcher. *A. G.*, n° 341, LXIV, année, janv.-fév. 1955, p. 1-16.

p. 4 « Il faut des galets certes, pour que les vagues développent toute leur puissance d'abrasion. Mais il n'en faut pas trop, ni de trop gros, car alors le rivage, au lieu d'avancer, reculera. »

III. — LES DIFFÉRENTS ASPECTS DU LITTORAL (Croquis I, II, VI, VII).

Dans un article de 1951, M. Musset a classé les côtes de Haute-Normandie en 3 catégories :

- falaise de craie blanche d'Ault au Sud du Cap d'Antifer ;
- falaise de craie glauconieuse, d'Antifer à la Hève ;
- falaise de la Hève.

Ces types ne nous semblent pas répondre à la réalité. La falaise offre des aspects plus variés. Il n'y a d'ailleurs pas continuité et certaines falaises marneuses des environs de Fécamp se retrouvent plus au Nord et plus au Sud. La falaise de la Hève n'est pas si différente de celle de Cauville qu'on puisse l'en séparer radicalement. On peut essayer de définir un certain nombre de catégories (croquis VI).

1^o *Falaises simples* : A) Falaise à matériaux homogènes, pas très consistants (la plus grande partie des falaises de l'Est d'Antifer).

B) Falaise à piédestal résistant, karst et diaclases jouant un rôle prépondérant (Antifer, Yport, Cap Fagnet).

2^o *Falaises à abrupts superposés.*

A) Falaises à matériaux très différenciés, tendres à la base, durs au sommet et à structure monoclinale (Saint-Jouin-La Hève).

B) Falaises à structure faisant alterner des couches de craie marneuse et de craie à silex. (Fécamp, Saint-Pierre en Port, Est de Dieppe, Berneval.)

C) Falaises crayeuses surmontées de tertiaire (Ailly).

3^o *Les grandes vallées à matériaux tendres (presle et dépôts de pente) et à cordons de galets.*

Cette classification permet de définir tous les types de falaises ou de rivages que nous avons rencontrés. Ces types sont très nettement tranchés. On pourrait parler de deux grandes catégories : les falaises simples d'un seul jet, les falaises à abrupts superposés.

1^o Les falaises simples.

Ce sont les plus caractéristiques du Pays de Caux. Plus ou moins élevées, à marée haute, elles dominent la mer d'un seul jet. On peut les suivre :

- de Bruneval (Sud d'Antifer) à Yport : 15 km ;
- de Saint-Pierre-en-Port à Sotteville : 26 km ;
- du Dun à la Saane : 4 km ;
- de la Scie au Camp des Romains : 9 km ;
- de Mesnil à Caux à Onival : 17 km.

Cela représente 71 km sur 135, soit plus de la moitié de nos rivages. Elles offrent parfois une monotonie désespérante, de Saint-Valéry à Veules par exemple. Pourtant, il existe des nuances. Lorsque le pied de la falaise est constitué de roches dures, au-dessous du niveau des hautes mers, le profil d'ensemble est un peu différent, surtout à marée basse. Il s'associe à des secteurs karstiques et diaclasés (formation de chambres, piliers isolés, aiguilles, arches), les plus pittoresques et les plus visités (Étretat), dans la mesure où ils sont accessibles.

A. — *Les falaises simples, à matériaux homogènes.*

Elles commencent à l'Est d'Yport et conservent cet aspect sur toutes les autres parties de côte précitées. Certains secteurs, entre Étiques et Vaucottes, sont à classer dans le même type.

Elles correspondent à l'affleurement, sur toute la hauteur de l'apic, de la craie sénonienne, craie blanche à silex. Les pendages, peu importants, sont peu sensibles. Les lits de silex forment souvent de très larges guirlandes, à allure synclinale et anticlinale, à la base de la falaise, alors que les lits supérieurs sont subhorizontaux. Ces matériaux ne sont qu'exceptionnellement karstifiés, et les grandes diaclases (Petites Dalles-Grandes Dalles), ou les pinacles profonds (Dieppe-Ouest), sont assez rares. Il s'agit donc, entre la terre et la mer, du rapport des forces qui soit le plus simple, le plus élémentaire. Les formes qui en découlent sont effectivement très simples. La seule variété est introduite par la protection ou l'absence de protection du pied de falaise par un cordon de galets, et de-ci de-là, par de grandes diaclases ou des grottes karstiques. Les estrans, par contre, sont plus variés car il peut y affleurer des couches sous-jacentes plus résistantes que la craie, et la position des bancs de silex crée quelquefois des formes originales. Ces falaises n'en demeurent pas moins les plus monotones de la côte et les moins fréquentées, sauf à l'abord des valleuses.

Bénouville-Vaucottes. A l'Ouest, la côte comporte un estran en-

core garni de traces d'aiguilles ou d'arches. En venant du Sud, pour la première fois (sauf certains secteurs limités au pied du Phare d'Antifer), on trouve la falaise de craie abrupte sur son estran. Il en est ainsi sur 4 ou 5 km. De Bénouville à Étigues, l'estran reste très différencié, avec des restes d'éboulis attaqués par la mer. Passé Étigues, l'estran est original, avec pendages locaux et formes anticlinales dus aux stratifications irrégulières, d'où formation de crêts alternés, de 20 à 25 cm de hauteur. Le niveau de craie marneuse est proche. Les sources sont nombreuses, au-dessous du plafond des hautes mers, et recouvertes par de véritables prairies d'algues vertes. La falaise est abrupte, mais le sommet est entaillé par de grands pinacles qui en détruisent l'horizontalité. La karstification, prononcée, se traduit par de larges fissures et des poches remblayées. A l'Est de la valleuse d'Étigues, quatre éboulis assez importants et récents masquent le pied de l'abrupt. Pas d'encoche au pied de la falaise qui n'est pas en surplomb. Pourtant, non protégée par les galets, elle recule. Vaucottes est une valleuse sèche, très basse, presque raccordée. Dans son prolongement, l'estran est entamé par un chenal mal marqué, où la roche en place, jamais très profonde, est recouverte de sédiments vaseux. Il paraît improbable qu'une rivière souterraine, sous la vallée, ait contribué à son élaboration, car il n'est pas suivi par les eaux douces à marée basse. Il ne passe rien sous le cordon de galets qui barre le léger rentrant de la vallée. Aucune trace de tourbe dans le chenal, ce qui ne signifie pas qu'il n'y en ait pas eu. Mais la tourbe est une formation fragile et le seul courant de marée pourrait l'avoir ravinée, puis enlevée.

Passé Vaucottes, en allant vers Yport, la falaise conserve encore quelque temps ces caractères. Les couches de l'estran sont horizontales, et il n'y a pas de microfalaises. Aucune couche marneuse ne se trouve intercalée à mi-hauteur ou au pied de la falaise, sur ces 15 km, si bien qu'il n'y a aucun encorbellement, ni aucun abrupt en retrait de la base. A Yport, se trouvent au pied des bancs durs analogues à ceux d'Antifer. Il doit y avoir un léger relèvement des couches. Passé Yport, la falaise change radicalement, jusqu'à Fécamp. Elle est souvent dédoublée par un lit marneux à mi-hauteur et n'entre plus dans cette catégorie.

Saint-Pierre-en-Port — Ouest de Sotteville. Ce secteur est le plus long de la côte à posséder une allure aussi régulière. Il le doit au pendage général de la craie. Les couches ont été relevées à hauteur de Fécamp, par la faille du Valmont. De Fécamp au cap d'Ailly, les couches plongent assez régulièrement vers l'Est, ce qui fait affleurer successivement le calcaire à la base du Cap Fanget, les marnes à mi-hauteur puis sur l'estran en allant vers Sèneville, la craie à silex entre Sèneville et Saint-Pierre-en-Port.

Il en sera ainsi jusqu'au delà de la Béthune. Toutefois, à partir

de Sotteville et au Phare d'Ailly, les falaises sont différentes : plus basses, elles sont surmontées par des dépôts tertiaires. De Saint-Pierre-en-Port-Ouest à Veulettes, la falaise est entaillée par de grandes vallées non drainées et par des vallées drainées. Elles contribuent à l'humaniser quelque peu. Mais entre Veulettes et Saint-Valéry et Saint-Valéry et Veules, se trouvent les aspects certainement les plus désolés de toute la côte.

Saint-Pierre-en-Port-Veulettes. Un peu avant Saint-Pierre, en venant de Seneville, la falaise change tout à fait d'aspect. Toute de craie à silex, elle est rigoureusement verticale. Cependant, l'été 1955, elle n'était pas sapée par la mer. Elle était bordée par un cordon de galets peu épais, d'une vingtaine de mètres de large, mais très continu. A 1 km environ de Saint-Pierre-Ouest, se trouve un karst remarquable, avec de très belles grottes. Il est situé dans la partie moyenne de la falaise et la mer ne peut avoir aucune prise sur lui. Il n'a donc pas la moindre action. La falaise est aussi, à trois reprises, traversée de grandes diaclases allant du sommet à quelques mètres du pied. L'une au moins est karstique, les autres ne portent pas trace d'un écoulement souterrain. Au pied de cet entonnoir, les argiles remaniées du sommet ont constitué un véritable cône de déjection torrentiel. L'écoulement n'est pas permanent. Outre ces trois cônes, l'originalité de ce secteur tient à la présence, presque continue, d'un talus de base constitué par des éboulis ne venant qu'exceptionnellement de la craie. Les pinacles du sommet permettent la chute de l'argile à silex ou, plus vraisemblablement, le ruissellement des différents matériaux, car l'éboulis est ordonné en stratification horizontale, faisant alterner des marnes, des argiles, des lits de silex, mais pas de galets. Cette stratification est contemporaine de la formation, très rapide, car il n'y a pas de lits de végétation intercalés entre les strates. On pense à une véritable irruption torrentielle. Les éboulis lités et les cônes sont tous sur le cordon de galets, taillés en microfalaises peu élevées (40 cm — 1 m) par les hautes mers. Le maintien de ces formations fragiles prouve que le travail de la mer est actuellement à peu près nul à leur endroit. Il est vrai que le cordon est un poulier. Comme tel, il a tendance à s'étoffer vers l'Est. Le talus de base n'est qu'une variété de la falaise verticale. Mais il a une conséquence assez inattendue : couvert par la végétation herbacée, portant ici et là entre deux cônes une cabane provisoire de pêcheur, avec ses filets et ses casiers à homard, il fait penser à une falaise morte. Qu'advierait-il si la mer n'attaquait plus pendant quelques décades le pied de la falaise ? L'évolution serait sans doute assez rapide, non par recul de la craie, mais par chute des dépôts superficiels ici relativement épais, chute aidée par la présence de grands pinacles au sommet. Peut-on dater les formations actuelles ? L'éboulement de Seneville

est de la guerre 1940-45. Il a déterminé la formation du cordon à l'Ouest, la reprise d'érosion à Életot, et la constitution du cordon de Saint-Pierre-en-Port. Depuis près de 10 ans cette falaise a cessé d'évoluer à sa base. Il n'en est évidemment pas de même au sommet.

La vallée de Saint-Pierre-en-Port a une direction quelque peu oblique par rapport au littoral. Bien que sèche, elle est raccordée par le versant de roche en place, et l'estran, assez uniforme en cet endroit, est entaillé par un chenal. Les versants sont encombrés de coulées d'argile qui donnent un profil apparent supérieur au niveau de la mer. L'estuaire mort est barré par une levée naturelle de galets.

De Saint-Pierre-en-Port aux Grandes Dalles, la falaise conserve une verticalité absolue. Les pinacles, de même que les karsts, sont moins importants. Le talus d'éboulis de la base disparaît, mais le cordon de galets, un peu amaigri après Saint-Pierre, se reconstitue et s'épaissit jusqu'à se bloquer sur l'éboulis qui précède la valleuse de Saint-Martin. Entre les deux vallées des Grandes et Petites Dalles, la falaise offre une autre originalité. Elle est tranchée sur toute sa hauteur par de grandes diaclases obliques. Chaque miroir de diaclase, en venant de l'Est, a servi de plan résistant, tandis que la partie de la falaise qui s'y appuyait, à l'Ouest, a dû glisser par paquets, sur ces plans. Il en résulte (Photo 20) une falaise à redans d'un type assez curieux. A mi-hauteur, la circulation karstique ancienne fut sans doute importante, ainsi qu'en témoignent les poches d'argile et de silex. Les vallées des Grandes et des Petites Dalles étant raccordées, elles seront étudiées plus loin (Photo 48).

Au delà des Petites Dalles, vers l'Est, la falaise reprend sa monotonie. Entièrement constituée de craie blanche, sans un ressaut, sans aucune poche karstique, sans aucune source à la base, elle n'offre de variété que sur l'estran. Il y a deux secteurs bien tranchés :

— des Petites Dalles au Val Saint-Martin, la falaise est morte actuellement, protégée par un cordon de galets très continu qui a pris naissance 8 à 9 km plus loin vers l'Ouest. Ce cordon, qui est un véritable poulter, s'appuie sur un éboulis considérable, à l'Ouest du Val de Saint-Martin. La hauteur de galets est de 7 à 8 m au-dessus du niveau de l'estran.

— passé cet éboulis, le cordon disparaît, et la falaise redevient vive. Elle le reste jusqu'à l'approche de Veulettes où s'amorce un nouveau poulter qui barre l'estuaire de la Durdent, soit sur 2 km environ. A la base l'encoche de sapement n'est pas continue. Elle est davantage fonction des différences de dureté des roches que de l'action marine. On ne trouve que 3 petits éboulis. Peu de karst. un estran en roche tendre et homogène, donc très continu, presque absolument plat sauf quelques micro-cuestas structurales. Toutefois, avant Veulettes, d'énormes blocs de grès descendus du sommet ja-

lonnent cet estran. A part ceux de Sèneville, de dimension fort modeste, ce sont les premiers que nous ayons rencontrés en venant de l'Ouest. Nous arrivons dans la région qui, par Sotteville et jusqu'au Phare d'Ailly, renferme la majeure partie des grès éocènes.

Outre Saint-Martin, cette falaise n'a que deux vauilleuses suspendues et sèches. Elle est moins haute que vers Fécamp : 74 m au maximum. L'estuaire de Veulettes est particulièrement large, car il est constitué par la confluence d'une vallée sèche et de la vallée drainée de la Durdent. Cette juxtaposition de deux formes de drainage, au niveau actuel de la mer, est comparable à celle d'Épineville, vallée du Dun. Ce sont les deux seules de la côte et elles ne manquent pas d'intérêt.

Veulettes - Saint-Valéry. Sur 8 km s'allonge la plus belle falaise verticale et rectiligne, depuis le Havre. Elle est toute de craie blanche, sur l'estran et dans sa masse. Cette falaise évolue peu, entièrement protégée par deux ou trois levées de galets qui se suivent sur la totalité du parcours jusqu'aux jetées de Saint-Valéry. Les tempêtes exceptionnelles passent au-dessus des cordons de galets, mais elles ne sont pas suffisamment fréquentes pour entamer sérieusement la base de la falaise. Ce cordon n'a nullement l'allure d'un poulier : sa hauteur et sa longueur sont constantes. Il n'existe aucun éboulis important, sinon deux ou trois parties détachées d'assez faible volume. Jamais ces éboulis, qui reposent sur le sommet des galets, ne dépassent la largeur de la levée pour aller sur l'estran. Une exception toutefois, un peu à l'Ouest de Port Sucelles : il s'agit surtout d'argile à silex venue des entonnoirs du sommet. Passé cette vallée, l'argile à silex se fait rare au sommet. Elle donne seulement un léger profil convexe, couvert de végétation. On ne voit plus les grands pinacles des falaises méridionales. N'étant pas détruite par le haut, ne subissant plus d'attaque de base, cette falaise est absolument verticale. Cela peut s'expliquer aussi par l'uniformité des matériaux. Les silex de la craie offrent de remarquables irrégularités de stratification (Photo 5). Ce sont de fausses guirlandes anticlinales et synclinales, sans influence sur la falaise elle-même, mais qui, sur l'estran, au-dessous des galets, donnent de très légers encorbellements, alternés selon les pendages. Le front de la falaise est à peu près totalement privé de formes karstiques mineures. Mais, assez curieusement, nous avons trouvé deux très grandes poches, totalement isolées, et qui reflètent une circulation souterraine aberrante par rapport à l'ensemble. La monotonie n'est interrompue que par les grès, très nombreux, tombés sur l'estran. Ce sont des masses énormes, venant du sommet de la falaise.

Une seule vallée, sèche, entaillée très bas : Port-Sucelles (Photo 49) sans chenal mais empâtée de coulées de solifluction qui arrivent au niveau du cordon de galets. Ces coulées, qui fossilisent surtout le

versant Ouest, et le fond du talweg, posent un curieux problème. Elles remanient des éléments fort divers : limon plus ou moins argileux, craie éclatée, silex, qui sont classés sur la pente. Le contact avec la craie encaissante est assez original ; la succession n'est pas commune. Malheureusement, la coupe n'est pas franche. C'est en tout cas la seule superposition de ce genre que nous ayons trouvée. Elle suppose deux phases d'écoulement. Il est difficile d'en tirer des conclusions.

Saint-Valéry - Veules (6 km). La falaise n'est pas très élevée, 70 m, mais extrêmement monotone, d'un seul jet : aucun surplomb, aucune encoche à la base, pas la moindre trace de karst, pas de grottes. Les pinacles, au sommet, ne sont jamais très profonds et les dépôts superficiels n'ont qu'une épaisseur minime. Pas de grès au sommet, pas davantage sur l'estran. Quant aux valleuses, à part deux très petites, il n'en est aucune intéressante. La falaise n'a pas de diaclases majeures et nous avons simplement relevé une très petite faille aux approches de Veules. Le front de craie tombe par pans, peu importants, laissant les blocs broyés au pied de la falaise. Il semble que le gel et la pesanteur soient les seules raisons d'être de ces éboulis, du reste peu nombreux. Ils se produisent à la partie inférieure et gagnent progressivement vers le sommet, comme une carie. Il est possible que l'absence d'encoche soit le résultat d'une évolution trop rapide (Photo 6).

La seconde originalité vient de l'estran. A l'Ouest, le cordon de galets s'épaississait sur les jetées du port de Saint-Valéry. Le contre-coup normal est l'attaque plus poussée à l'Est des jetées qui furent difficiles à défendre. Il semble que l'excroissance artificielle des galets sur la jetée amont détermine un mouvement de diffraction de la houle (54). Selon M. Guilcher, la diffraction « consiste en un changement de direction des ondes qui pénètrent dans la zone abritée en s'amortissant rapidement. L'abri est donc réel, mais non total ». Sur nos côtes, et en particulier à Saint-Valéry, nous constatons que le maximum de l'attaque se produit au delà de l'obstacle, dans le sens de la marche de la houle (voir croquis III-IV). Il doit se produire un phénomène de réfraction qui accuse la portée de l'action de la houle (selon M. Guilcher), puisque les galets sont enlevés. Le résultat est le recul plus vif de la falaise, très nettement décalée vers le Sud par rapport à la falaise Ouest. Toutefois, cela ne se traduit par aucune encoche de base. On peut le constater d'autant plus aisément qu'il n'y a aucun cordon de galets, susceptible de la masquer, sur 6 km. On en trouve bien quelques-uns vers l'Est, mais c'est tout juste s'ils consentent à se tasser sur les épis de la plage de Veules-les-Roses.

(54) A. GUILCHER, *o. c.*, p. 7, croquis F.

L'estran est remarquable à plus d'un point de vue. La base, vers la mer, est entamée par un réseau d'écoulement de basse mer, la roche affleurante étant assez consistante. La rainuration, rare vers le haut, est plus serrée vers l'aval, donc inverse d'un réseau hydrographique ordinaire. Le tracé de l'amont peut être indépendant de la structure, mais l'aval est en général adapté aux diaclases de détail, ce qui est normal. De même les silex de la craie (en particulier les bancs horizontaux suivis) ont déterminé un grand nombre de micro-falaises qui font face à la mer. Ces formes ne sont pas régulières. Il est impossible de relever un pendage quelconque. Les discordances sont très nombreuses et il arrive souvent que la base de l'estran ait une structure à pendage inverse de celui des falaises. Les irrégularités constatées vers l'Est de Saint-Valéry se trouvaient à mi-hauteur. Si elles occupent une position constante dans les lits de craie, ces irrégularités se retrouvent ici sur la plage et prouvent un pendage vers l'Est. En second lieu, et bien qu'aucune différence notable de nature des couches ne puisse être constatée, les sources artésiennes sont nombreuses, à 40, 80 m au pied de la falaise, où elles sont signalées par des prairies d'algues. Elles ne sont en rapport avec aucun karst, aucune diaclase sur la falaise. Sur cet estran rocheux, mal aplani, les plages de sable, isolées ici et là, sur la partie moyenne ou supérieure, sont fréquentes. Parfois, il s'agit de dépôts vaseux, comblant les rigoles ou les dépressions au pied des micro-falaises. Passé le premier tiers, tout le bas de l'estran, ainsi que les chenaux, disparaît sous une grande plage de sable qui trouve sa plus parfaite expression à Veules. Ces constatations semblent s'opposer. D'une part : attaque de la mer sans sapement apparent, chenaux, absence d'un cordon de galets protecteurs ; d'autre part, dépôts vaseux et sableux, aplanissement plus qu'imparfait, à peine ébauché. La mer n'est-elle pas allée trop vite dans son travail de sapement, n'est-elle pas actuellement stoppée sur l'estran ? Non, car celui-ci devrait être de roche dure. On peut se demander si un état provisoire d'équilibre n'a pas été réalisé entre les forces en présence, permettant la construction d'une plage sableuse.

La vallée de Veules était jadis drainée et le ruisseau passe dans des conduites. Il ressort sous le cordon de galets ; son chenal est totalement ensablé. Le raccordement est évident, mais les roches n'apparaissent pas. Le débit est d'ailleurs important, et il est difficile, au bas de la plage, de traverser certains bras, très rapides et très creux (20 à 40 cm). Jamais nous n'y avons trouvé de tourbe. Il est vrai qu'avec un courant aussi violent, elle eût été érodée aisément.

A l'Est de Veules, la falaise tertiaire relaie la falaise crétacée. Il faut passer l'estuaire du Dun pour retrouver la falaise de craie abrupte.

Entre Dun et Saane (4 km). Ce secteur, entre la plage de Saint-Aubin-du-Dun et celle de Quiberville, est contrasté. La falaise reste verticale mais présente deux parties bien tranchées. Les 2/3, à partir de Saint-Aubin, vers l'Est, n'ont que peu de dépôt au sommet, pas d'argile à silex, pas de grès tertiaires, pas de pinacles, peu de karst. C'est, en moins élevé, le même type que Saint-Valéry-Verules (60 m). Il y a simplement quelques diaclases à peu près verticales, et la mer en a profité pour creuser de petites grottes à la base. Le poulie du Dun ne va pas au delà du dernier épi. La falaise n'est protégée que par un petit cordon de galets, régulier, mais toujours le même, auquel succède, plus bas sur l'estran, une très belle plage de sable, puis une plate-forme rocheuse très plane, sans microfalisées. Le dernier tiers, vers Quiberville, est formé par une falaise encore plus basse (50 à 60 m). Les poches karstiques, les diaclases, les grands pinacles sont extrêmement nombreux. Les creux des pinacles sont bourrés d'argile à silex, de sable, mais il n'y a pas de grès tertiaires. Les éboulis sont fréquents, jamais très importants. Peu de galets, donc la mer pousse son action jusqu'au pied de la falaise, qui est bien rafraîchi, malgré l'absence d'encoche de sapement. De petites plages alternent avec des parties d'estran rocheux. C'est à l'Ouest de l'estuaire de la Saane que l'attaque de la mer est la plus vigoureuse. Le sommet est jalonné de ruines de villas, en porte à faux au-dessus du vide. A 50 m de la falaise, un vieux puits git au milieu des rochers, ayant conservé sa verticalité originelle. L'estran est parsemé de briques, de tuiles, de morceaux de béton. Les maisons, sises à cette extrémité de la falaise, sont abandonnées et en partie en surplomb. C'est la plus vive action de la mer que nous ayons constatée depuis le Havre. Elle est supérieure à celle de la falaise Ouest du Dun (Photo 52). Il ne faudrait pourtant pas en déduire une activité décuplée de la mer. C'est à la falaise que le recul est imputable. Cette partie correspond au versant de la vallée de la Saane où la craie est littéralement pourrie, diaclasée et émietlée. C'est presque une brèche non consolidée. Toute l'attaque des vagues se porte là et la falaise recule très vite. Aucun travail sérieux de protection n'a d'ailleurs été réalisé, et pourtant, il serait très réalisable, mais non selon les conceptions françaises de défense des plages. Car ce n'est pas la plage qu'il faut défendre, mais bien la falaise.

La falaise du Phare d'Ailly, qui lui fait suite à l'Est, est d'un tout autre aspect. Il faut aller aux environs de Dieppe pour retrouver un profil analogue.

De la Scie au Camp des Romains (à l'Est de Puys).

La falaise est de nouveau verticale de part et d'autre de Dieppe. Le premier secteur, environ la moitié, est vivement attaqué par la mer. Chose curieuse, il n'y a pas de sapement, et cependant la

craie est très tendre. La mer l'a polie de façon remarquable sur l'estran. Un ou deux éboulis, peu importants, et de l'année, mais vite déblayés par le flot. A chaque marée, même en morte-eau, la mer atteint le pied de la falaise. Avant la guerre, on avait planté des épis en forme de peigne, susceptibles d'arrêter les galets à l'Est de la Scie (Photo 19). Mais les galets sont passés au travers et, actuellement, le premier piquet est à 3 ou 4 m du pied de l'abrupt.

La seconde moitié est mieux défendue par la naissance du poulier de galets, bloqué sur la jetée occidentale du port de Dieppe. L'estran est assez composite. Vers l'Ouest et sur toute la partie Est, il est raccordé en pente douce et constitué de craie assez fragile (bancs de pholades). Pas de talus et pas de plage. Au Centre-Ouest, on trouve un très bel estran, avec banquette de craie calcaireuse et chenaux envahis par des plages sableuses. Il n'y a pas le moindre bloc de grès, et bien que la carte géologique signale du tertiaire et des cailloutis anciens au sommet, aucune concrétion gréseuse ne fait saillie à la partie supérieure de l'abrupt, simplement couverte d'une mince pellicule de limon.

Mais la falaise est très originale. On y trouve les plus remarquables formes karstiques qui soient sur la côte. Les poches, à différents niveaux, remplies d'argile au milieu de la falaise, évidées par la mer à la partie inférieure, sont très fréquentes. Le plan de la falaise est entaillé de très grands entonnoirs, envahis par la végétation, descendant bas et donnant, à côté de secteurs verticaux, de véritables aspects de falaise morte (Photo 21). C'est certainement la zone la plus fouillée par l'érosion continentale, qui fait couler l'argile et les dépôts superficiels. Mais cet aspect ne se découvre qu'au pied de la falaise. Vue de Dieppe ou de la Scie, elle conserve son apparente verticalité. On pourrait s'attendre à ce que ces formes karstiques profondes, ces pinacles géants, déterminent des aiguilles sur l'estran. Il n'y en a pas une seule, et la littérature dieppoise n'en conserve pas le moindre souvenir.

Au delà de Dieppe, vers l'Est (Photo 22) la falaise se modifie très rapidement. La faille de Dieppe a relevé le compartiment oriental ; la craie marneuse affleure, d'abord à la base, puis à mi-hauteur de la falaise. L'abrupt n'est qu'exceptionnellement d'un seul jet, de la vailleuse du Camp des Romains à Dieppe, soit 2 km 500. Du Pollet à Puys, le sommet n'excède pas 57/60 m. Il se relève après Puys, au Camp des Romains. A Dieppe même, sur la jetée Est du port, la falaise est morte puisque la jetée et la route s'y appuient. L'abrupt est encore bien marqué. Cependant, sur les plans du port de Dieppe (55), datant de 1800, la jetée initiale et le tracé de la falaise morte étaient ce qu'ils sont aujourd'hui. Il n'y a donc aucune évolution sensible du profil : le vieillissement par érosion

continentale ou chimique est très long à réaliser. Le sommet de la falaise est entaillé par des pinacles importants, qui sont moins continus vers l'Est. Tout ce secteur est vigoureusement attaqué par la mer et la plage de Puys doit être défendue par un perré. Il n'en fut pas toujours ainsi, si l'on en croit une gravure extraite du *Journal des Voyages* (sans date) postérieure à 1868. A cette époque, le dessinateur semble admettre qu'à marée haute (selon les falaises de l'arrière-plan dont le pied est baigné par la mer), les eaux n'atteignaient pas le pied de la falaise, ce qui laissait un large estran découvert. La falaise est représentée comme morte, avec des pinacles profonds et des éboulis. Un chemin, en partie recouvert par les blocs effondrés, reliait Puy à Dieppe, par le pied de la falaise, et les Dieppois y font écho à l'heure actuelle. Il y a toutefois dans cette gravure au moins une erreur, et fondamentale : la vallée de Puys passe de plain-pied à l'estran et il n'y a pas de chenal. Or, la vallée est sèche et de nos jours, on peut voir un chenal ensablé sur l'estran, et qui existait forcément au siècle dernier. A cette date, un vaste cordon de galets, analogue à celui de Dieppe, protégeait la falaise. Les plans de l'extension du port de Dieppe (1800, 1874, 1900) montrent nettement que la jetée Est fut construite à l'extérieur de l'ancien brise-lames, sur le tracé d'un épi. Les deux plans les plus anciens figurent un cordon assez épais de galets, non submergé aux marées ordinaires et même peut-être aux grandes marées. Par contre, en 1900, le cordon a disparu et les plans actuels prouvent que la falaise a reculé de façon considérable depuis l'allongement des jetées. Le chroniqueur avait donc raison : le cordon initial passait outre Dieppe, vers l'Est. Il s'est produit un mouvement analogue à celui que nous avons constaté à Saint-Valéry et au droit des éboulis actuels. La houle opère certainement un mouvement de rotation autour des jetées, et par réfraction, déchausse à la fois la jetée et la falaise. Puys, plage des Dieppois, a été tuée par les intérêts du port de Dieppe. Toutefois, il ne faudrait pas, comme on l'a fait, imputer à Dieppe le recul des falaises d'Ault. Entre temps, il y a possibilité d'autres pouliers. Nous sommes en tout cas à un point névralgique de la côte et la vigueur de la falaise en est le résultat.

L'estran, formé de façon certainement récente, ou plus exactement, reprenant dans sa partie inférieure un ancien estran fossilisé par le galet, est particulièrement irrégulier. Ce ne sont que des chenaux parfois très profonds, taillés dans la base dure et calcareuse de la falaise. Ensablés, ainsi que le chenal qui forme la plage de Puys, ils sont souvent profonds de 1 m 50 à 1 m 80 ; c'est considérable. Le relèvement dû à la faille de Dieppe a fait affleurer dans le passé, au pied des falaises, des couches dures et résistantes, à pendage général vers l'intérieur et vers l'Est. La mer a butté très longtemps sur cet obstacle et elle y butte encore. Lorsqu'elle attei-

gnit un niveau plus élevé, au cours de la transgression dunkerquienne, n'eut-elle pas la possibilité de saper au-dessus de ce niveau, en roche tendre, ce qui lui permit ultérieurement une avancée plus spectaculaire ? Ainsi, les Dieppois, mais aussi la structure de la côte, seraient responsables du recul actuel.

Au delà, l'anticlinal de Berneval relève les couches et fait affleurer les marnes turoniennes, ce qui modifie l'aspect de la falaise. A la retombée de l'anticlinal, entre la valleuse de la ferme de Neuville et Mesnil-à-Caux, et jusqu'à son terme, à Ault, la falaise redevient verticale.

De Mesnil-à-Caux à Ault-Onival, 17 km.

Ce secteur de côte est tranché par deux larges estuaires, celui de la Yères à Criel, celui de la Bresle à Mers-le-Tréport. L'ensemble est loin d'être uniforme et présente tantôt des formes d'accumulation (de Mesnil-à-Caux à Mesnil-Val, et aux environs du Tréport et de Mers), tantôt des formes de dégradation. Ces dernières sont malheureusement plus spectaculaires, à Ault-Onival, et en fait, toutes les théories sur l'évolution de la côte se sont greffées sur ces érosions qui tournent au désastre.

De Mesnil-à-Caux à la vallée de la Yères, la falaise n'est pas totalement verticale. A partir de la ferme de Neuville se maintient à mi-hauteur un petit banc marneux, plongeant vers l'Est, qui donne une légère encoche puis disparaît sous le galet à Criel. Ce banc n'est pas assez important pour amener un dédoublement de l'abrupt et une évolution autonome du sommet. Il n'y a pas de pinacles, pas de formes karstiques et très peu de dépôts superficiels. Bien que verticale, cette falaise, dans son état actuel, est incapable d'évoluer par action des eaux marines. Elle est protégée par un ample cordon de galets, formant poulrier, qui dépasse la vallée de la Yères et va s'appuyer sur les épis de Mesnil-Val. Quelques éboulis perchés sur le cordon littoral fossilisent le pied. Au-dessous se dégage un estran rocheux, partout très plat. Les éboulis, très rares, ne sont pas repris par la mer. Du haut de la falaise (56), l'estran apparaît rainuré dans le sens de sa plus grande pente. Il y a des chenaux profonds, équivalents à ceux de l'Est de Dieppe, visibles seulement aux très grandes marées basses. L'érosion différentielle s'y manifeste, en partie en fonction des diaclases, mais sans attaque profonde. La falaise culmine à 107 m au Mont Jolibois, avant Criel. Il s'agit d'un placage d'argiles tertiaires, à l'état de lambeaux, trop peu important pour amener la formation d'une falaise en retrait, et trop isolé pour alimenter un niveau d'eau. Le versant Ouest de la vallée de la Yères est découpé par de pittoresques rideaux.

(56) A. GUILCHER. A. G., LXII^e année, mai-juin 1953, p. 177.

Criel - Le Tréport. Il y a lieu de considérer trois secteurs d'estran, et deux aspects différents de falaise. Le cordon de Criel se continue jusqu'à Menil Val. Puis la falaise est vive, sans la moindre protection, et un cordon très court et peu étoffé se reconstitue, appuyé sur la jetée Est du Tréport. La falaise est formée de craie à silex à l'Ouest, mais les couches se relèvent au droit de l'anticlinal de Mers-le Tréport. Le pendage est net, contrairement à ce qui se passe ordinairement. De Criel à Mesnil-Val, la falaise n'est pas très haute. Pas de limon sur le versant oriental de la vallée de Criel, mais il y en a beaucoup dans la vailleuse sèche et suspendue de Mesnil-Val. L'estran, avec ses galets, reste semblable à celui de l'Est. De Mesnil-Val au Tréport, la falaise n'est plus protégée. L'estran rocheux est très plat, sauf à s'accidenter aux environs du Tréport. La présence des marnes est attestée au pied de la falaise par un niveau de sources assez constant. A l'instar de ce qui se produit avant Criel, le lit marneux forme une encoche qui remonte à mi-hauteur, sans dédoublement, avant de disparaître sur les falaises du Tréport. Il n'existe pas de karst, mais de nombreuses diaclases en X, permettant à la mer de creuser de petites grottes qui n'évoluent pas vers le sommet. La falaise n'est jamais dédoublée et il n'y a pas de plans inclinés gagnés par la végétation ; peut-être parce que la base est conservée vive par le déblaiement de la mer, plus vraisemblablement parce que la couche marneuse est trop peu épaisse. Aucun sapement, mais les traces d'éboulis sont nombreuses et la marche assez difficile. Ce recul lent et régulier est attesté par la position en surplomb de deux fortins allemands. La falaise est exempte de pinacles, de grès, de tertiaire, d'argile à silex. L'abrupt se poursuit de la base au sommet. La présence des marnes n'a amené aucune source ou aucun pleureur à mi-hauteur. La falaise se modifie très rapidement en arrivant au Tréport. Protégée par le poulie, elle n'est plus déblayée, et elle a pris un profil de falaise morte. Le pied, de craie marneuse, disparaît sous les éboulis. Le sommet reste abrupt et creusé de nombreuses grottes. On y a vu des karsts. Elles existaient dans le passé, occupées par une population misérable vivant du ramassage des épaves sur la plage. Les Allemands les ont transformées en forteresses. Ce labyrinthe ne révèle pas la moindre fissure karstique remblayée d'argile. Nous ne croyons pas qu'il s'agisse de karsts, mais plutôt du travail de l'homme. Si c'était un karst, il serait curieusement isolé. Sur ce littoral, les naufrageurs étaient nombreux dans les siècles passés. Ils n'hésitaient pas (cf. Saint-Martin-aux-Buneaux) à creuser la falaise pour y installer des feux qui déroutaient les navires et les menaient sur les écueils. Il se pourrait que les « trous » des falaises du Tréport aient cette origine.

Sur l'autre rive de la Bresle, la faille (ou le pli ?) ont abaissé les couches. La craie marneuse est peu apparente. Le plongement des couches vers l'Est est très accusé. La craie contient peu de silex.

Le sommet est presque plan : pas d'argile à silex ou très peu, pas de bonshommes de craie, pas de karst et la seule valleeuse, celle du Bois de Cise, est à peine marquée, sèche et sans chenal. La falaise est à pic, jamais dédoublée. Bien que non protégée, elle n'a pas d'encoche de sapement. Le déblaiement ne s'est pas fait à la faveur d'un karst, mais par rapport à des matériaux relativement tendres. A partir du Bois de Cise, on trouve bien quelques galets, mais en quantité insuffisante pour engraisser un poulier. A Ault, le galet est des plus maigres. A Onival, les épis bloquent péniblement quelques petits cordons (Photo 24).

Sauf vers Mers où l'on trouve un peu de sable, l'estran est à vif. La craie marneuse constitue une surface très plane, au droit de la falaise de Mers. Plus à l'Est, le plongement des couches donne naissance à de remarquables micro-cuestas, regardant vers l'Ouest, avec lits de silex relevés obliquement, qui freinent temporairement l'action de la mer. Les diaclases, très nombreuses, forment un quadrillage serré, garni de coquillages, en particulier de moules. Les chenaux sont vides de vase ou de sable, mais on y trouve des galets roulés, agents d'érosion qui témoignent d'un travail de la mer sur l'ensemble de l'estran et au pied de la falaise. Les éboulis récents s'étendent parfois assez loin sur l'estran. Les silex, non roulés, sont couverts de coquillages.

Cette action de la mer n'est pas aussi efficace partout. A Ault, remarquablement défendue, le recul est à peu près nul si l'on compare le cadastre de 1825 au cadastre actuel. A Onival, il n'en est pas de même. Est-ce uniquement l'action de la mer ? Non. La falaise prolonge la falaise morte de Hautebut, ensevelie sous des coulées de solifluction. Sous les maisons qui tombent en ruine, elle est constituée par des dépôts de pente plus ou moins soliflués (Photo 24), qui rejoignaient le pied de l'ancien abrupt. La mer ne fait que se réinstaller sur son rivage monastirien (Photo 16). Comme à Quiberville, après avoir fait reculer le poulier du Hourdel qui avait jadis son attache plus à l'Ouest, elle a trouvé des matériaux extrêmement fragiles et friables, ce qui explique l'ampleur de la catastrophe. L'absence de galets pose le problème de leur translation de l'Ouest vers l'Est. Si des galets cheminaient en permanence, il se trouverait bien un moment où ils seraient, même temporairement, stoppés au pied de cette falaise. Il n'y en a pas. Il n'y en a pas davantage sur l'estran ou aux basses mers. Comme il est difficile d'admettre qu'ils se déplacent au large, on peut considérer que l'ablation de la base du poulier n'est pas compensée par un enrichissement continu.

Fort heureusement, la falaise n'est pas toujours un colosse aux pieds d'argile. Même verticale, elle bénéficie parfois d'une sorte d'auto-défense, d'une réelle immunité.

B. — *Les falaises verticales à piédestal rocheux.*

Elles sont représentées dans la partie S.-O. de la côte du Pays de Caux, entre Antifer et Yport, et localement, au Cap Fagnet, à Fécamp. Leur aspect général est dû à la présence, à la base de la craie, d'une couche de roche plus dure dont l'épaisseur varie de 1 à 6 m. Il ne semble pas qu'il s'agisse d'un banc continu, à la base de la craie marneuse turonienne. Ce seraient plutôt des passages latéraux de faciès, au moins pour la craie à silex, et même, semble-t-il, pour la craie glauconieuse. On peut considérer les trois affleurements (57) :

— A Antifer, la craie glauconieuse commence à affleurer et se relève progressivement vers le Sud. La craie marneuse qui la surmonte « se débite moins facilement que la craie ». De fait, si après la valleuse d'Antifer, en allant vers Étretat, la craie turonienne constitue une falaise double, sur les falaises d'Antifer, aucun ressaut n'est marqué à mi-hauteur. C'est donc à la base de la craie marneuse et au sommet de la craie glauconieuse qu'il faut situer ce banc de roches très dures et très résistantes à l'érosion marine. Il s'agit d'une craie calcareuse, avec grains de glauconie. Le tout prend une teinte jaunâtre, tirant sur le brun, pour la matrice, et l'étage est aisément reconnaissable. On n'en retrouve pas l'équivalent sur les falaises situées plus au Sud. Sans doute, est-ce un faciès très localisé.

— A Étretat « le banc inférieur est une craie jaunâtre très compacte, à points noirs. La craie glauconieuse n'est pas éloignée, car son sable vert est ramené sur la côte par les marées ». Effectivement, les falaises d'Étretat sont entièrement constituées par la craie à silex. Le banc dur appartient à la craie marneuse. Il apparaît très épais (3 à 6 m), au pied de l'Aiguille dont il forme le socle. Passé Étretat, cette même couche résistante constitue le piédestal de la Porte orientale, du rocher de Vaudieu et de l'Aiguille de Bénouville. Le soubassement de la pointe d'Yport est de même nature. La roche présente un aspect analogue, ce qui suppose une légère remontée des couches vers l'Est et peut-être une faille dans le vallon d'Yport, ayant relevé la partie occidentale (58).

— A Fécamp, au Cap Fagnet (Trou du Chien), la base de la craie marneuse contient également un banc très résistant. Il affleure grâce au relèvement du compartiment oriental, dû à la faille de Fécamp. Il disparaît ensuite rapidement vers l'Est, du fait du plongement des couches.

(57) A. PASSY. *Description géologique du département de la Seine-Inférieure*. Rouen, 1832, 371 pages + une carte et un atlas, p. 147 et 173.

(58) M. HOUDRY. *Des sources au bord de la mer*. (Recueil des publications de la société havraise d'études diverses, 1^{er} trimestre 1900.) L'auteur signale que les puits sous-marins d'Yport, sont arrêtés sur la roche calcaire qui a 6-8 mètres d'épaisseur. En la perforant, on aurait la nappe qui est sous la craie à silex, à l'affleurement de la craie glauconieuse.

Cette localisation, tantôt étroite, tantôt continue (Étretat-Bé-nouville), donne des types divers. Parfois, il ne s'agit que de pointes isolées (Sud de Bruneval, Antifer, Yport, Fagnet), parfois, c'est tout un ensemble.

Les Caps isolés. Sud de Bruneval : Entre Saint-Jouin et Bruneval, avant l'anse de Bruneval, la côte projette un éperon au-dessus de la mer, à marée basse. Il s'agit d'une double ou triple banquette, de roches extrêmement dures, de 4 m environ de puissance, polies par les eaux, très glissantes, dont le franchissement est assez périlleux. Cette couche plonge vers la côte, et résiste particulièrement aux actions de sapement qui se produisent à la base. Le Gault affleure au Nord et au Sud sur l'estran. Cette position plus basse n'est pas due à des failles et ce banc dur ne se retrouve pas au Sud, en allant vers Saint-Jouin. La mer est très profonde au pied et on ne peut jamais passer sur l'estran. La falaise avance comme une proue de navire. Au-dessus de la roche dure, la craie à silex est en retrait de 2 à 3 m sans encoche de sapement et plutôt avec un profil légèrement convexe. Toutefois, il varie sur des distances très courtes. A l'abri de ce Cap, au Nord, la falaise et la banquette ont un profil vertical. La mer sape furieusement la base, au-dessus des basses mers de morte-eau, dans le Gault plus tendre. Ce travail est certainement très long à réaliser. Le cadastre de 1809 (Saint-Jouin-Bruneval), trace la pointe dans sa position et son profil caractéristique d'aujourd'hui.

— *Antifer* (Photo 23). Le même fait se retrouve en deux endroits, entre la valleuse de Bruneval et la première valleuse au Nord du Cap d'Antifer. La falaise lance un éperon protégé à sa base. Le phénomène est si net et la mer au pied si profonde qu'il est impossible, même aux très basses mers, de longer la côte sous le phare. La banquette n'est pas régulière. La falaise, au Nord de Bruneval, est d'abord en encorbellement. L'estran, très rocheux, entaillé dans le niveau de roches dures, est mal réalisé. La mer y creuse difficilement des chenaux. Le tout est encombré d'énormes blocs éboulés, très proches les uns des autres. Leur taille considérable brise l'action de la mer et protège longtemps la falaise. La présence de roches tendres (craie marneuse) a permis à la mer de creuser des grottes fissurées et très profondes. C'est l'endroit de la côte où le sapement par différence de dureté des roches est le plus poussé. La falaise est battue à marée haute sur sa totalité, et il n'est de maigres refuges que sur un éboulis ou sur la crête d'un cordon de galets. Le tout est extrêmement pittoresque, sauvage et dangereux, pratiquement inaccessible. Sous le Cap, la falaise forme une série d'éperons. Les grottes, nombreuses, ont été creusées par la mer en fonction des plans de diaclase et des bancs plus tendres. A Antifer existe un passage souterrain et sous-marin. La falaise se maintient bien au pied : le pendage vers l'inté-

rieur est très favorable. En fait, la falaise s'effondre au-dessus de la banquette de roche dure. Les plans de clivage jouent un rôle prépondérant. Ils constituent des pyramides tronquées renversées, dont le pied, à 6-7 m du niveau marin, a tendance à glisser. L'abrupt de la falaise est souvent oblique, du fait de ces diaclases.

Yport (Ouest). Le petit cap à l'Ouest d'Yport présente la forme originale que nous reproduisons (croquis VI). On y retrouve, très localisé, l'affleurement de craie calcareuse dure. Elle forme une pointe, continuée sur l'estran par une avancée assez importante. La mer en vient lentement à bout en sapant la craie plus tendre de la base. Ce niveau disparaît avant Yport, du fait du double pendage, vers Yport et vers l'intérieur. Le profil de la falaise est le même qu'à Antifer. Avant Yport, la falaise est traversée de larges diaclases, se prolongeant sur l'estran, fort heureusement obliques et couchées vers la terre, ce qui empêche des éboulements considérables (Photo 8). Il existe très certainement une faille justifiant la position en retrait d'Yport, mais les diaclases jouent seules un rôle dans le tracé vertical de la falaise. Aucune dénivellation, même de quelques centimètres, ne sépare les lits de silex de part et d'autre des lèvres des diaclases.

— *Cap Fagnet - Fécamp* (Croquis I-VI et Photos 25-26-29). Immédiatement au Nord de Fécamp, la falaise constitue deux chambres quelque peu analogues à celles d'Étretat, séparées par 3 portes taillées dans la craie : le Trou du Chien, la Porte du Roi et la Porte de la Reine (59). Cette localisation pose un certain nombre de problèmes. Si l'on admet que la faille de Fécamp se trouve dans la vallée du Valmont, le pendage étant vers l'Est, le banc rocheux devrait affleurer à partir de la jetée Est. Il n'en est rien : l'estran est assez régulier. On pourrait supposer des failles entre le Cap et la jetée. La falaise n'en porte pas trace. S'agit-il encore d'un changement latéral de faciès ou d'une légère flexure au droit de la faille ? C'est assez vraisemblable et il suffit de quelques mètres pour faire disparaître l'affleurement vers l'Ouest. La disparition vers l'Est est due au plongement des couches, qui se suit aisément sur l'abrupt.

La forme de la falaise, sur la tranche, est aisée à comprendre. La faille fait apparaître sur l'estran la craie marneuse et peut-être glauconieuse (ce qui expliquerait le sapement à la base, sous le rocher). Ce banc, très dur et très épais (plus de 5 m), surmonte une couche plus tendre de craie à silex. Il est lui-même constitué par un calcaire dur, avec ou sans silex. Au-dessus se trouvent 15 m environ de craie à silex, assez résistante, qui forme la partie supérieure des Portes, puis un niveau de 10 à 15 m de marnes très tendres, et enfin la craie à silex. L'érosion continentale a fait reculer

(59) A. MARTIN, *Histoire de Fécamp*, 1893, Durand et Fils, 286 pages, p. 4.

toute la partie supérieure, sapée par le glissement des marnes. Mais la mer n'a pas progressé aussi vite. Comparées à Étretat, ce ne sont que des 1/2 portes.

Étant donné la continuité de l'affleurement de roches dures sur l'estran et au fond des criques, comment se fait-il que la mer ait creusé ces deux chambres en laissant les trois piliers en saillie ? Cela ne peut s'expliquer, ni par la nature de la roche, ni par un karst, cette falaise n'en présentant pas le moindre soupçon. Par contre, les diaclases sont très importantes. La mer a vu son travail facilité par ces plans de discontinuité. Elle n'en manque pas un. Actuellement, à la base des portes, le moindre joint est évidé, les courants de marée y sont des plus violents (Trou du Chien), et de gros blocs, roulés, creusent de véritables marmites de géant. C'est grâce à cette défaillance du banc de roches dures que la mer a gagné. Pour l'instant, elle ne peut aller plus loin. Les trois saillies amortissent les ondes en réfractant la houle et les vagues, et au terme, la falaise est toujours de roche dure. Des blocs de plusieurs tonnes sont restés en place, au-devant de la falaise, et la force de la mer est ralentie par ces obstacles naturels. Le recul cesse de lui-même. Cette partie de la côte est remarquable pour l'étude du travail de la mer en bancs de roches dures et en stratifications alternées. La moindre différence de dureté est utilisée. Les roches sont littéralement ciselées par un artiste patient et laborieux. Au fond des criques, la mer a réalisé de véritables stalles en amphithéâtre évoquant la majesté de certaines cathédrales. Un travail de ce genre a dû lui demander des siècles (60). Au terme, il y aura effondrement brutal de toute une partie du littoral. L'échéance semble encore bien lointaine. Cette partie de l'estran, extrêmement jeune dans ses formes et vieille dans sa réalisation, élimine toute idée d'abrasion marine.

Les falaises d'Étretat (Photo 30 et croquis VI) (61). A l'Ouest d'Étretat, sur 1.200-1.300 m de longueur se dresse l'ensemble des « plus belles falaises de France ». Même « The Old Harry » (page 91), en Angleterre, quoique pittoresque, n'est pas l'équivalent des grandes portes sous lesquelles la mer s'engouffre à chaque marée. Ce pittoresque ne date pas d'hier. L'abbé Cochet rapporte, dans son livre, que les Aiguilles d'Étretat sont mentionnées sur des cartes marines vieilles de 2 et 300 ans (carte de Normandie faite à Amsterdam par Jacques de La Feuillée — XVII^e siècle. — Tassin : Plans et profils des principales villes de Normandie. 1631 — Speculum Nauticum de Lucas Jean, Hollande, 1585-1586).

(60) GIRARD. *o. c.*, p. 56 parle d'une immense arche naturelle à Saint-Martin-aux-Buneaux. Un plan de Fécamp (Bibl. Nat. Portef. 36) de Magin, figure exactement ces rochers dans leur dessin actuel.

(61) Abbé COCHET. *Étretat*, 1869. 166 pages, p. 127.

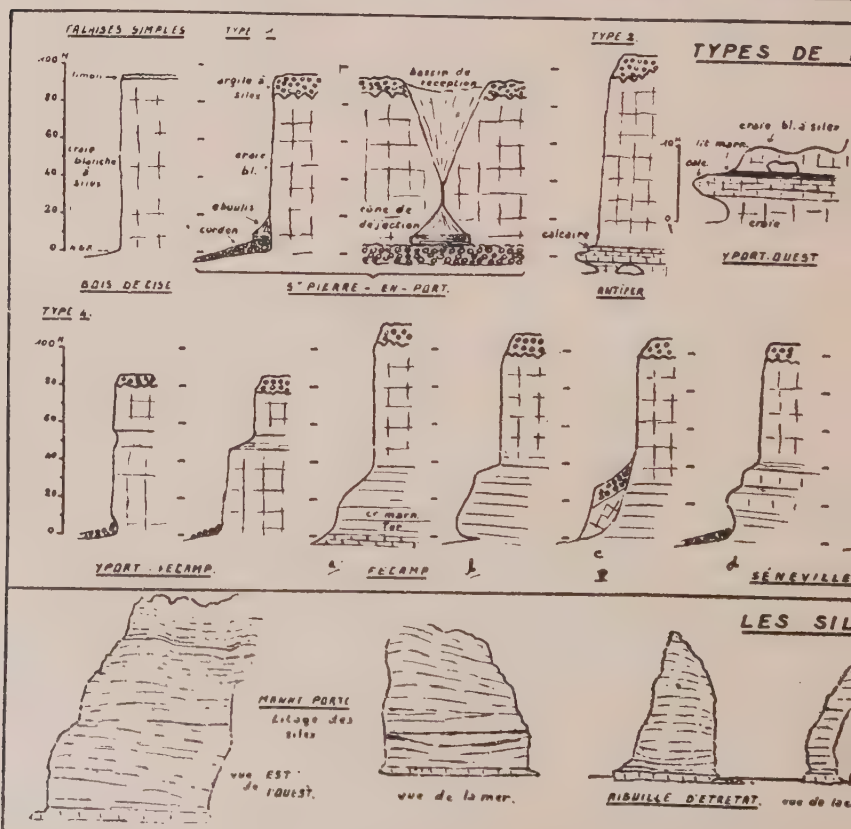
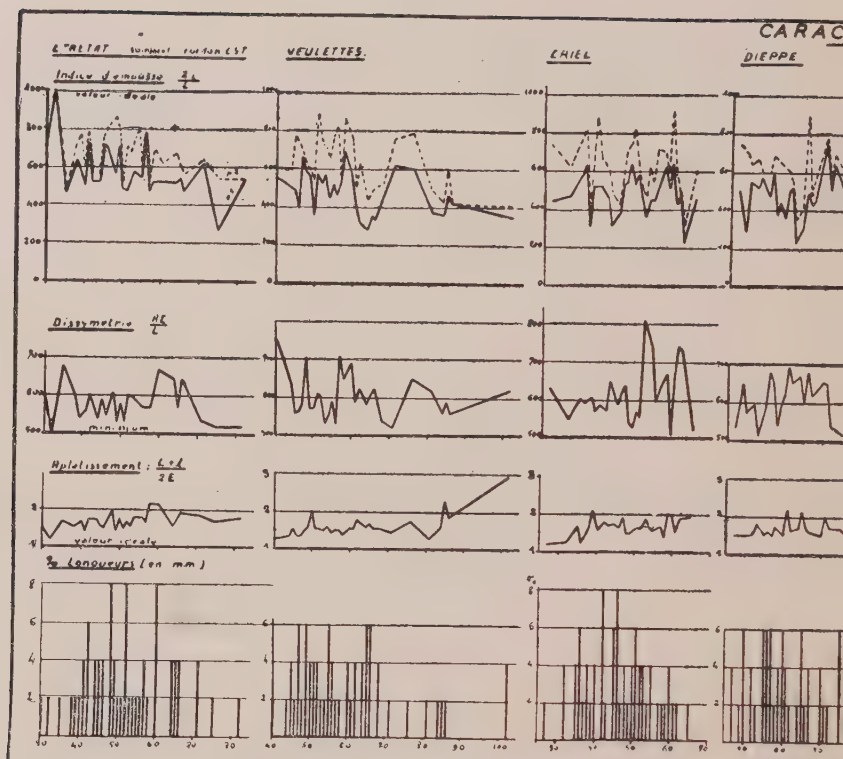
Les deux pinacles d'Étretat et de Belval (Bénouville) y figurent. Ils existent vraisemblablement depuis des temps immémoriaux et en quatre siècles, la mer n'est pas arrivée à bout de cet ensemble qui peut paraître fragile de prime abord.

En venant du Sud, on trouve d'abord la Porte de la Courtine (Photo 27), vaste muraille monumentale, très solidement charpentée, un peu plus basse que le reste des falaises. Malgré son nom, ce n'est ni une porte, ni une arche. Le sommet correspond au versant d'un vallon sec, suspendu. L'ensemble s'avance d'environ 80 m vers la mer, à angle droit avec la falaise. Les lits de silex sont remarquablement réguliers et il existe un très léger pendage vers l'intérieur. Aucune trace de karst. Les grottes qui sont à la base, au-dessus du niveau des hautes mers, sont creusées de main d'homme. Elles servaient aux ramasseurs de galets qui y déposaient leurs charges et venaient les rechercher en bateau, à marée haute, quand ils ne pouvaient plus travailler sur le cordon. On a percé la muraille de part et d'autre afin de permettre le passage vers Étretat. Nous n'avons pas relevé de fissurations karstiques au toit ou au mur de ce boyau. De l'autre côté, on arrive dans une petite baie (une chambre) de 800 m environ de longueur, et de 150 m de profondeur, entre la Porte de la Courtine et la Porte Sud ou Manneporte. En réalité, cette chambre se composait jadis de deux secteurs, non visibles à marée haute, mais très apparents à basse mer. Au milieu se détachaient d'autres arches dont seul le piédestal est demeuré en place. Il devait y avoir 3 arches successives (Photo 13) et l'ensemble était assez peu épais. Aucun texte, aucune chronique n'en gardent le souvenir. Le plan de la falaise est relativement rectiligne entre les deux pointes. Le sommet est entaillé par des pinacles peu profonds et il existe de nombreuses traces de circulation karstique, avec de belles poches remblayées d'argile. Près de la Manneporte se trouve un clivage très curieux, cintré à sa partie supérieure en forme de voûte romane (Photo 4). Les diaclases sont nettement perturbées à la base et la partie supérieure laisse apparaître des blocs de craie dérangés et peu consistants. Un vallon sec, très haut perché, se trouve au-dessus. La falaise est protégée par une levée de galets. Aux hautes mers, en marée de vive eau, les vagues atteignent aisément le pied. L'estran est rocheux et très caractéristique, comme du reste de l'autre côté, au Nord. Il dessine un quadrillage de profondes diaclases évidées envahies par les algues, quelque peu obliques (Photo 12) par rapport à la falaise.

La Manne-Porte (croquis VI) est plus spectaculaire que la Porte de la Courtine, et aussi importante. Quelques pinacles, jamais très profonds, au sommet, avec argile à silex couverte de végétation. A l'extrémité, l'argile a coulé dans la mer et la craie affleure sous forme de tours, de créneaux. La stratification des silex est curieuse, car non régulière. A la base, un banc de roches dures, cal-

careuses, forme piédestal, surmonté d'une craie plus tendre. Cette partie inférieure est attaquée par la mer, mais irrégulièrement. Le chenal, sous la porte, est parcouru par le courant de marée, chassé vers la falaise et qui épargne le pied même de l'arche. C'est un phénomène de sapement analogue à celui des méandres fluviaux. La partie menacée est donc celle qui craint le moins actuellement. Au-dessus de la roche dure (1,5 m à 2 m d'épaisseur), s'étend une craie particulièrement tendre. La mer a dégagé un élément de surface structurale. Le sapement est maximum du côté de la falaise à cause du courant de marée déporté. Mais la mer n'atteint pas ce niveau chaque jour, ce qui limite son action. La craie à silex qui surmonte le tout a des stratifications diverses. Horizontales au sommet, variées à mi-hauteur, les couches de silex pendent vers la terre, au pied, et défendent l'ensemble contre un glissement prématuré vers la mer. Vus de la mer, les lits de silex présentent un véritable berceau synclinal à la base (Photo 28). Ce détail explique la conservation de l'ensemble. Quant à l'arche, elle évolue davantage par le flanc interne que par l'autre. Le sommet se détache en morceaux, encore que ce travail soit très long à réaliser. Une photo de 1915 (au plus tard), prise par Johnson, et une photo de 1955 montrent les mêmes parties en surplomb, 40 ans après (Photos 31-34). Pourtant, le promeneur qui passe sous l'arche peut avoir une certaine appréhension en voyant là-haut ces blocs d'apparence fragile. Les dalles de craie sont assez larges pour que la clef de voûte soit résistante. L'isolement de l'arche par rapport à la falaise a asséché toute circulation diaclasienne. Les phénomènes dus au dégel sont manifestement fort limités. S'il en était autrement, l'arche n'aurait pas attendu plus de 3 siècles, et sans doute plus de 2.000 ans, pour s'effondrer.

La seconde chambre présente des aspects identiques à la première. Sa profondeur : 150 m, est plus forte que sur la face Sud, et l'estran est plus entamé. Il semble que l'attaque de la mer soit plus violente, dans ce secteur où la houle vient d'O.-N.-O. L'aiguille et l'arche sont à 40 m. Le sommet de la falaise est entamé par de profonds pinacles et certaines encoches karstiques descendent jusqu'au pied de la falaise. L'aspect structural de l'arche et de l'aiguille est du même style qu'à la Manne-Porte. A la base, toujours la roche dure, constituant un piédestal souvent assez large, du côté de la mer (7 m à la Manne-Porte). L'Aiguille et l'arche (Photo 37) dans le prolongement de l'avancée de la falaise, font un léger crochet vers le Sud, comme les deux autres portes. Ce fut un ensemble dans le passé. L'aiguille ne formait pas une arche avec la précédente, mais avec la partie Sud, séparée du support de l'arche par une longue fissure allant jusqu'à la mer (Photo 38). La voûte s'est effondrée, mais l'aiguille forme un véritable berceau synclinal. Il ne peut y avoir glissement de couche à la base. Le sommet est immunisé contre

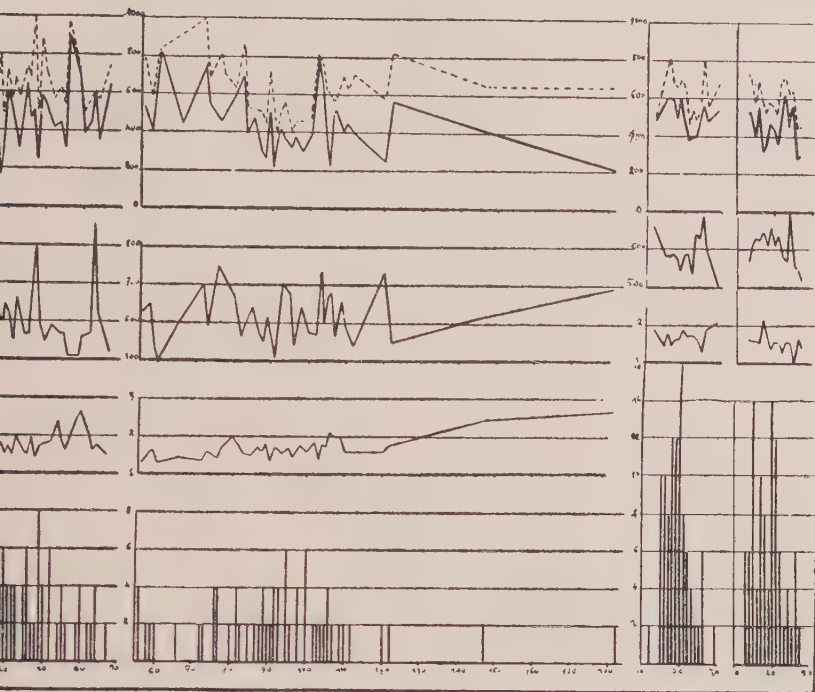


S DES GALETS

5th ADRESSE

ETRETAT

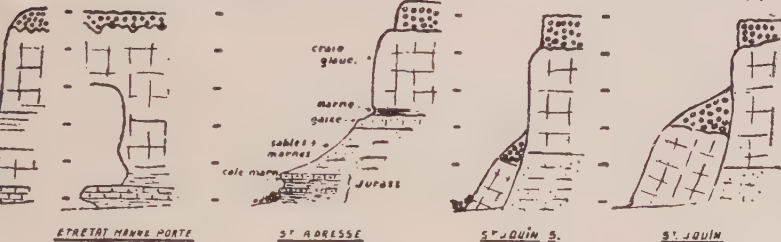
N° V.
LAVEL



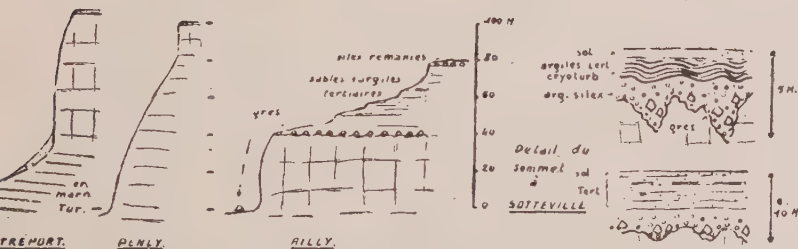
FALAISES COMPLEXES

TYPE 3.

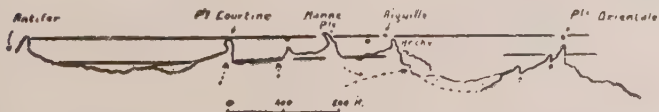
N° VI.



TYPE 5



ETRETAT: PLANS DE DIACLASES.



E.P.

un gel important. C'est par la base seulement que ce pinacle peut être détruit. La mer travaille lentement sur le piédestal, situé loin au large (près de 100 m du pied de la falaise). L'arche semble un édifice plus fragile. La base est moins stable, le pendage se faisant actuellement vers la mer. La moitié disparue, sur le piédestal, était l'autre partie du synclinal qui assura la stabilité de l'ensemble. La mer arrive au termè. C'est la partie la plus menacée du groupe d'Étretat. Il y eut jadis une autre aiguille ; l'entablement de calcaire dur s'aperçoit encore à marée basse, au Sud de l'aiguille actuelle. L'histoire n'en a pas conservé le souvenir.

Quel a été le processus de formation ? Il est très original, très différent de celui du Old Harry. A Étretat, pas la moindre trace karstique sur les portes ou sur les arches. On ne peut imputer les arches existantes à la reprise par la mer des poches de karst. S'il y avait eu un karst à la Manne-Porte, il aurait été relié à la terre ferme. La porte n'en garde aucune trace. De nos jours, la mer opère un mouvement tournant enveloppant la porte de la Courtine. Dans l'avenir, elle passera de l'autre côté. Mais il n'y a pas de karst pour autant. Les diaclases suffisent (croquis VI).

Par contre, les karsts sont nombreux sur les parties entamées par la mer (les chambres). La mer a avancé plus aisément dans ces zones à matériaux hétérogènes, laissant les parties homogènes en saillie. Il est curieux de remarquer les alignements du fond des chambres et de l'extrémité des pointes (croquis VI et Photo 30). Correspondent-ils à des diaclases majeures qui auraient permis ce recul ? C'est possible, non visible sur les falaises d'Étretat, sinon sur l'estran (Photo 12).

Quant à la conservation de ces arches, elle s'explique par la présence du piédestal dur, les structures des silex, la circulation certainement peu intense dans ces pointes avancées, l'isolement total de l'aiguille, la présence d'une roche très homogène sur toute la hauteur, sans un lit marneux, constituant des dalles importantes aux clefs de voûte.

On peut tenter une comparaison entre « The Old Harry » et Étretat. C'est le seul point de la côte anglaise où se trouvent des formes apparemment similaires aux aiguilles d'Étretat (62). La côte tranche obliquement la cuesta crétacée. Du fait du pendage, ces formes sont strictement limitées. La falaise se présente précédée d'une aiguille, au Sud, et de blocs parallélipipédiques isolés, ceux du « Old Harry and his wife » étant un peu plus sculptés par l'érosion. Pas d'arche, tout au plus quelques grottes à la base, donc pas

(62) Les pinacles de Margate sont fort différents et insignifiants. Les « Needles », à l'extrémité Ouest de l'île de Wight, sont également d'un autre type, puisqu'il s'agit en fait d'un front et d'un revers de cuesta, dont l'isolement est dû davantage au retrait par ablation des couches tendres du Gault et du Tertiaire qu'à la dureté des roches crétacées. Ce sont des buttes témoins dans le sens longitudinal.

de porte. Il est impossible de suivre le pied de ces falaises, mais l'inspection en est vite faite du sommet et à la jumelle. La falaise verticale présente une série de chambres plus irrégulières en longueur que celles d'Étretat. Au-devant se dressent six pinacles, de forme et de masse différentes, aux parois subverticales, sauf le premier au Sud. Il est assez facile d'expliquer ces formes de relief. A la base,



une craie plus dure aide à la conservation des abrupts ; puis une craie moins résistante se desquame sous formes de grandes plaques presque verticales. De loin, on pourrait songer à une falaise construite, ou plutôt détruite de main d'homme. Ce clivage explique la verticalité de la base. Au tiers ou à la moitié supérieure, la craie est délitée en petits blocs cubiques, très friables, s'effondrant facilement. Il ne peut y avoir d'arches importantes car les clefs de voûte sont les premières à s'effondrer. La forme de l'aiguille vient d'une desquamation, on serait tenté de dire d'une exfoliation originale. Vers le Sud, la craie remonte et ces formes disparaissent. Il n'est pas question d'imputer ces saillants et ces rentrants à un karst. Il n'y a pas l'ombre d'une poche ou d'une fissure karstique sur ce

littoral. Par contre, on peut aligner toutes les parties planes selon des droites parallèles au rivage. S'agit-il de ces diaclases dont nous avons soupçonné la présence à Étretat ? Oui, car elles sont visibles sur les blocs non encore séparés, verticales du sommet à la base, et la mer commence à creuser des grottes sur ces fractures. Elle amorce le sapement par l'arrière.

L'originalité exceptionnelle des falaises d'Étretat dépend des conditions originelles, tout à fait exceptionnelles elles aussi. Il a fallu de curieuses coïncidences pour que ce chef-d'œuvre architectural se forme et surtout se maintienne jusqu'à nos jours.

Vers l'Est, la côte est moins favorable, mais des formes analogues sont ébauchées.

La Porte orientale. Les conditions structurales de la base sont identiques : banc résistant. Celles du sommet sont quelque peu différentes, grâce aux formes karstiques. Elles semblent coïncider avec deux têtes de vallons secs. Le premier, peu profond, a simplement entamé le sommet de la falaise qui reste rectiligne, protégée par un cordon de galets. Le second est un des plus caractéristiques de cette côte. Il correspond au rentrant Sud de la Porte d'Amont. Du sommet, on suit très bien l'ancien vallon, à forte pente, qui coïncide avec l'arête de la porte, laquelle a encore des débris d'argile à silex. De ce fait, le saillant est moins haut que la falaise et rappelle un peu Fécamp.

Il y eut des arches, au moins deux, et les roches en avant de la pointe en portent la trace. En 1832 (63), elles avaient déjà disparu ; le profil qu'en dresse Passy est assez comparable au profil actuel. Seule la partie en surplomb résultant de l'effondrement de la deuxième arche a disparu. Il reste une arche, de faible importance. L'ensemble est fragile, par sa minceur, et par sa faible hauteur. Au delà, la falaise se simplifie. A 1.500 m se trouve le Roc Vaudieu, et à la même distance l'aiguille de Bénouville. Il existe toujours à la base un banc de roche dure ; mais, assez bas, il constitue l'estran, un estran mal venu, à chenaux profonds, suivis et déblayés à chaque marée. Les éboulis de craie à silex l'encombrent. Les karsts disparaissent et les diaclases très importantes l'emportent.

Le roc Vaudieu est pyramidal, à base épaisse, de faible hauteur, constitué de silex régulièrement lités et horizontaux. On a l'impression d'une ancienne Manneporte. Sa forme même, trapue à la base, semble lui faire défier l'action marine. Pourtant, le sapement se fait au-dessus des roches dures et forme une très large banquette permettant d'accéder au roc lui-même. Son état de conservation s'explique par sa seule massivité, mais ce ne peut être un critère, car, plus loin, se dresse l'aiguille de Belval (Bénouville).

Bénouville (Photos 35-36). Le terme d'aiguille est impropre. Sa forme rappelle assez précisément les « pinacles » de la côte anglaise. Elle peut s'expliquer aisément par la présence du piédestal de roche dure, et surtout par les diaclases. Les socles qui se sont maintenus au large prouvent qu'elle a succédé à d'autres, dont le souvenir s'est perdu. Les grandes diaclases verticales, nombreuses, justifient l'isolement, à un moment donné, d'un pan de falaise à peu près vertical. Les lits de silex sont horizontaux, comme sur la falaise. Abordée par le Sud ou par le Nord, elle présente un aspect massif et on conçoit très bien son état actuel. Le sommet a renouvelé sa végétation. Tout cela semble très frais, très récent. En réalité ce n'est pas le mystère de sa formation qui est inquiétant, mais celui de sa conservation. Vue de la mer, elle présente sur sa face externe une grande diaclase que sapent le flot et les embruns. Mais à marée basse de vive eau, c'est encore pis. Cet immense pan de falaise repose sur un socle des plus fragiles, de quelques mètres de largeur. La mer a sapé la roche tendre sous le piédestal. La verticalité des parois latérales, l'horizontalité absolue des lits de silex justifient ce prodige d'équilibre. Or, ce n'est pas un fait qui date d'hier. L'abbé Cochet notait en 1869 : « le pied de l'aiguille, rongé par les vagues, est devenu d'une ténuité effrayante, tandis que le sommet est resté aussi large et aussi imposant que le jour où il fut distraît de la falaise. C'est au point qu'on s'attend, chaque instant, à entendre crouler dans la mer ce colosse aux pieds de craie » (p. 150). Quelle conclusion en tirer ? Celle de la faiblesse « de l'assaut des vagues », et non de l'aiguille. Elle n'évolue plus du tout à sa partie supérieure. Située à plus de 100 m de la falaise, elle jouit d'une tranquillité relative, car ce n'est pas là que déferlent les vagues les plus fortes, et ces vagues n'ont pas de galets. Le fait est certain, car il aurait suffi d'un sapement minime (sans aller chercher 0 m 30 par an), pour anéantir ce témoin du passé. Ce qui ne signifie pas pour elle une garantie d'éternité. Demain peut-être, ou plus tard, elle disparaîtra, laissant comme ses sœurs un petit socle au-dessus du niveau des basses mers.

Même verticales, les falaises du Caux ne sont pas aussi simples qu'on a bien voulu le dire. Il est d'autres formes que nous allons étudier maintenant.

2° Les falaises à abrupts superposés (croquis VI)

Elles présentent autant de variétés dans le détail que les précédentes. On peut les ramener à trois groupes essentiels :

- falaises à matériaux tendres à la base et durs au sommet,
- falaises à matériaux tendres intercalés entre deux couches plus dures,
- falaises à base dure et à sommet en roche tendre.

Dans le second cas, les pendages peuvent faire affleurer les marnes crayeuses à différents niveaux, si bien que le profil de la falaise se transforme à chaque pas. Sur le littoral, la répartition est à peu près la suivante :

1^{er} type : de Sainte-Adresse à Saint-Jouin : 18 km.

2^e type : Yport-Fécamp : 4 km ;
Fécamp-Séneville et légèrement vers l'Est : 7 km ;
Est du Camp des Romains vers Biville : 11 km ;
et quelques secteurs épars, vers Bruneval-Antifer.

3^e type : Sotteville : 3 km ;
Phare d'Ailly : 7 km (soit 50 km au total).

Ces trois types sont non seulement différenciés par l'allure générale de la falaise, mais aussi par les conditions tectoniques et lithologiques, radicalement opposées. Dans le premier cas, le crétacé inférieur (Gault) est présent partout à la base ; dans le second, ce sont les marnes turoniennes, et dans le dernier, le tertiaire.

A. — *Les falaises de l'infracrétacé.* La falaise de Sainte-Adresse est assez originale (Photo 45). Elle présente en affleurement :

- à la base, 15 m environ de calcaires et de marnes jurassiques alternés,
- 20 à 25 m de sables, souvent micacés et ferrugineux, avec stratification irrégulière et passages gréseux,
- 1 m 50 environ de marnes micacées,
- 40 à 50 m, selon les endroits, de craie glauconieuse, avec au plus 1 m 50 de craie dure,
- 10 m d'argile à silex, et des sables, au sommet.

D'où un profil assez complexe. Les calcaires et les marnes jurassiques, souvent débités en grandes plaques, forment micro-falaise à la base, avec estran encombré de dalles disloquées et de galets. Cela rappelle, toute proportion gardée, la falaise anglaise de l'Isle of Purbeck. Au-dessus s'étend un glacis en pente assez forte, couvert d'une inextricable végétation et constitué par les sables du Gault alternés d'argiles. L'abrupt, parfois simple, comprend le niveau crayeux et les argiles du sommet. Il est parfois dédoublé quand les argiles ont reculé leur profil plus rapidement que la craie. Il se simplifie quand la couche de craie s'effondre, rattrapant le recul du sommet.

Cette falaise prouve à elle seule que l'action de la mer, ici, est moins rapide que celle des agents d'érosion continentaux. C'est un profil de falaise morte (cf. Folkestone, avec sa voie ferrée au pied), et qui évoluerait assez vite vers son terme si la base était fixée. Le recul du sommet semble plus spectaculaire que celui du pied qui résiste assez bien. M. Mussel a parlé de l'évolution par l'action des

eaux souterraines et par la pesanteur. Il n'y a aucun niveau de sources permanent à hauteur des zones argileuses, analogue à celui qui couronne les falaises de l'Ailly. Cela se conçoit aisément car le pendage se fait vers l'intérieur. Ce n'est qu'exceptionnellement que l'on rencontre des zones marécageuses ; encore sont-elles dues à des loupes argileuses. En réalité, cette partie de la falaise évolue comme un véritable front de cuesta. En sapant la base et en provoquant l'affaissement des sables qui perdent alors leur profil d'équilibre, la mer détermine la chute du sommet. Les éboulis sont fréquents, les éboulements considérables, mais rares.

A hauteur de l'aérodrome de Saint-Andrieux, la falaise change d'aspect. Les marnes et calcaires jurassiques n'affleurent plus à la base. Ils réapparaissent plus au Nord, ce qui prouve de légers mouvements locaux. Le profil de la falaise est plus tendu. Tantôt le sable apparaît, aisément sapé par la mer. Plus généralement, il est recouvert par de vastes éboulis de craie et d'argile à silex, en forme de cônes de déjection et plus ou moins fixés par la végétation. L'estran est sableux avec quelques gros rochers de craie, alors qu'au Nord du Havre, les rochers et les débris des calcaires marneux jurassiques l'encombraient. Le pied est défendu par un cordon de galets qui va engraisant vers Octeville, au point de défendre absolument la falaise qui redevient marneuse.

En fait, elle est assez variée. Jusqu'à Cauville, le thème général reste celui de la falaise Sud, avec marnes entamées à la base. Les blocs ou paquets éboulés sont très fréquents. Tantôt ils sont perchés sur les argiles et constituent un abrupt supplémentaire de craie et d'argile à silex. Il se maintient une dépression en arrière de l'éboulis, mal drainée, avec marécages sur les sables et argiles glissés ; l'étalement est considérable. La falaise d'en haut peut se trouver à près de 100 m de la base argileuse. Tantôt l'éboulis, par son importance, a fait glisser les argiles et forme la totalité de la microfalaise. Les gros blocs entiers de craie résistent bien. Mais les éboulis émiettés sont entamés par la mer et laissent reculer le pied de la falaise jusqu'à ce que le flot retrouve les argiles.

Un peu au N. d'Octeville, existe un très vaste éboulement, sans doute ancien car fixé par la végétation. La houle dominante vient de l'Ouest-Nord-Ouest (croquis IV) : un magnifique cordon de galets, très long, s'est formé à l'abri de cet éboulement. L'épaisseur considérable de l'argile à silex donne une falaise, au delà de la falaise de craie à profil convexe. Un peu plus au Nord, les éboulements anciens sont encore plus importants et la falaise, jusqu'au sommet, a un profil de falaise morte.

La falaise Sud a un aspect assez varié qui souligne l'importance du façonnement par glissement des roches dures du sommet. Elle peut être littéralement fossilisée sous les éboulis dont la protection est efficace parce que les matériaux sont plus résistants que les

sables et argiles de la base. Elle peut être avivée par la mer, quand celle-ci a déblayé les éboulis, ou quand les argiles dominent. Vers le Nord (Cauville), la falaise se simplifie, par suite de la disparition des argiles de base. Le sommet est toujours couronné d'une masse imposante d'argile à silex. La craie glauconieuse, avec silex, constitue l'abrupt. Toute la partie inférieure est représentée par le Gault, composé de lits de marnes et de sables, fréquemment alternés, et la circulation souterraine est des plus importantes. Ce n'est qu'un niveau de sources, constant, qui ravine les argiles jusqu'au contact de la mer, avec ici ou là de petites loupes de glissement, jamais très développées, vu le pendage ; paysage de « badlands ». Sur près d'1 km au Nord de Cauville, le Gault forme une basse falaise argileuse, le profil général est plus tendu, mais la masse de sable est encore assez épaisse pour retenir les éboulis possibles et fréquents. Elle amortit les chutes et celles-ci ne sont pas généralisées (croquis VI).

Rapidement, la falaise se transforme. A hauteur d'Heuqueville et jusqu'à Saint-Jouin, le Gault forme la partie inférieure et l'estran. Mais il n'apparaît plus et on a affaire à une véritable falaise de craie glauconieuse à silex, dominée, vers Saint-Jouin, par la craie marneuse qui ne se différencie pas sur l'abrupt. Le Gault est trop peu épais pour maintenir le sommet en équilibre. Le rapport des forces est inversé, et l'éboulis, même sans action de la mer, devient de règle. On trouve d'abord un profil avec éboulis répétés, successifs, chacun étant peu important (Photo 39), véritable cuirasse continue. L'estran est constitué par les argiles du Gault. Mais là où prédominent les éboulis il apparaît parsemé de rochers. Les galets sont très rares, comme du reste dans tout ce secteur d'Antifer. A Saint-Jouin, toute la falaise s'est effondrée (Photo 40). Cela donne sur l'estran une fausse structure monoclinale, chaque masse éboulée reposant sur la masse précédente et formant de véritables cuestas sculptées par la mer. Immédiatement au Nord de Saint-Jouin, passé la descente, les éboulis n'ont plus l'importance de ceux de Saint-Jouin et la falaise sur quelques centaines de mètres, reprend l'allure qu'elle avait au Sud, plus vive car il n'y a pas de galets. On peut se demander quelle est la justification de ces très vastes ensembles glissés à la verticale, fixés par la végétation, où l'on a pu construire des maisons. C'est un fait ancien, car le chemin qui descend à la mer, par la surface de l'éboulement, est stabilisé dans la position qu'il avait sur le cadastre de 1809. Ces masses sont là depuis plus de 150 ans et vraisemblablement sont-elles plus anciennes. Il n'y a que desquamations locales, dues au gel. Plus qu'un phénomène général, il s'agit vraisemblablement d'un accident local. Le haut de la falaise coïncide avec un versant de vallon. Il semble que le fond du vallon se soit effondré. Passé Saint-Jouin, la falaise se transforme rapidement. Il existe de belles poches karstiques

entre les deux valleuses Nord de Saint-Jouin. Viennent ensuite une falaise à encorbellement, avec craie marneuse à la base, et très rapidement, la falaise à pic, traditionnelle du Pays de Caux.

Ce type de falaise à pied constitué de roches tendres donne des aspects classiques de relief. A l'Ouest de Douvres, en allant vers Folkestone, on trouve de même de grands éboulis au pied et un véritable vallon interne déblayé dans les marnes. Mais il est impossible d'évaluer le recul réel par sapement du pied. Les Anglais ont placé au bas une plage en béton et la voie ferrée Douvres-Folkestone passe tantôt en tunnel, tantôt au jour, au pied de la falaise. De Sainte-Adresse à Saint-Jouin, la falaise n'est pas toujours vive. Le sommet continue de reculer, mais indépendamment de la base, par effondrement des argiles à silex en rapport avec l'abrupt de craie, à peu près constant. On ne peut que s'étonner, dans une région où la littérature séculaire parle de retrait, dans des sols meubles, les plus meubles de toute la côte, de trouver un tracé presque rectiligne, entre Antifer et le Cap de la Hève... et le Banc de l'Éclat dont la disparition ne fut que fortuite. Si la mer attaque réellement, pourquoi Antifer, sans cordon de galets, pourquoi le Sud, avec galets, mais en roches tendres, sont-ils encore en place après des siècles d'attaque implacable ? L'étude des vents dominants dans la région, celle de leur résultante, du fetch maximum et de la dérive des matériaux prouve que ceux-ci sont pratiquement plaqués sur le littoral, et très peu déportés vers le Sud. La constance du cordon de galets constitue l'élément protecteur des falaises meubles et assure à ce littoral une longévité que la fragilité du sommet et de la base ne laisseraient certes pas prévoir (voir croquis III-IV).

B. — *Les falaises de craie à matériaux hétérogènes.*

Elles semblent particulières à la France, fonction de la tectonique plus que de la lithologie. En Angleterre, les pendages de la craie sont assez forts pour que les niveaux marneux disparaissent rapidement. En France, au contraire, certains pendages sont très faibles et les marnes affleurent sur une grande longueur.

En venant du Sud, la première falaise de ce type apparaît avant Bruneval et au Nord d'Antifer. La présence des marnes donne lieu à des reliefs fort différents. Si les marnes sont plus tendres que la craie (cas général), elles sont creusées par la mer ou desquamées par le gel, et forment un rentrant. Si les marnes sont plus résistantes que la craie (Est de Fécamp), elles peuvent former saillie.

Vers Antifer, les marnes sont plus fragiles et donnent le profil indiqué sur le croquis VI. Dans ce cas, l'encorbellement, malgré les apparences, n'est pas dû à la mer. Il n'y a pas encoche de sapement mais ravinement par les eaux sur les marnes. Le niveau et le débit

des sources sont considérables et le délitage est rendu facile parce qu'il s'agit d'argiles noires, clivables, qui cèdent. Au contraire, sur l'estran, ces mêmes argiles constituent des microfalaises étagées, et le travail de la mer est ralenti, hors des plans diaclasés ou des plans de clivage.

Entre la première et la deuxième valleeuse d'Antifer, la falaise, de craie à silex ou sans silex à la base, est constituée par une couche de craie marneuse, puis par des couches de craie blanche à silex à stratification entrecroisée. L'érosion subaérienne est importante et le profil général est plus affecté à mi-hauteur et au sommet qu'à la base. L'estran, d'une platitude absolue, correspond à la surface structurale d'un lit marneux avec seulement ici ou là quelques creux remplis de vase et quelques rares blocs éboulés au pied de la falaise. Il n'existe pas de chenaux, de rainuration, mais de grandes prairies d'algues vertes liées aux sources. Ces images de falaise composite sont essentiellement fugitives. Il faut aller à l'Est d'Yport pour les retrouver.

Yport-Fécamp. Sur 4 km, la falaise (90 m) est à peu près rectiligne, entamée par deux valleeuses, la première, vers Yport, assez peu marquée, la seconde, Grainval, descendant plus bas. L'ensemble est d'altitude inférieure au Cap Fagnet (126 m dans l'intérieur). Le profil est de deux types : tantôt il s'agit d'une simple encoche marneuse entre deux plans verticaux, tantôt d'une véritable banquette à mi-hauteur, chargée d'éboulis et couverte de végétation (croquis VI). La falaise est souvent stabilisée par deux cordons de galets successifs. Les sources d'Yport sont situées à 30-40 m du pied de la falaise, actuellement sous le galet. On a entamé la base pour y creuser les chambres des pompes. Cela date d'1/2 siècle et il n'est pas nécessaire de protéger l'entrée, pourtant au-dessous de la crête de galets, preuve d'un recul insignifiant. La falaise est frangée de grands pinacles, descendant parfois aux 2/3 inférieurs, mais sans karst. Les sources sont nombreuses : Grainval, jadis à mi-hauteur, captée pour Fécamp, Yport, au pied, et d'autres...

L'estran est remarquablement plat, taillé dans la craie. Les silex donnent parfois des micro-falaises et quelques chenaux s'inscrivent sur les diaclases. Cette falaise évolue peu par sa base. Les deux cordons y sont pour quelque chose. Celui de l'Est se forme, assez maigre, au pied de l'éboulis et grossit rapidement, appuyé sur la jetée Ouest du port. L'autre n'a pour soutien qu'un éboulis peu important. La constatation que nous avons faite des sources d'Yport, encombrées par le galet, alors qu'à l'origine elles étaient sur l'estran, prouve que la tendance générale de la mer est ici de déposer. Peut-être est-ce lié au fait que la falaise, après la pointe d'Yport, forme un léger rentrant ? Pourquoi le poulier n'est-il pas unique d'Yport à Fécamp, sur 4 km ? Rien ne semble justi-

fier sa rupture à mi-chemin. Aux très grandes marées, et par tempête, la protection n'est pas absolue. Mais l'évolution subaérienne l'emporte sur l'action marine.

Fécamp - Séneville. — Cette falaise correspond au bloc faillé, relevé à l'Est de Fécamp. A Fécamp même, l'estran et la base sont constitués par une craie calcareuse très dure. En allant vers l'Est, les marnes constituent près de la moitié de la hauteur de la falaise, puis deviennent ensuite moins importantes. On trouve les aspects suivants (croquis VI, type 4).

Le type *a* est réalisé à l'Est de Fécamp ; estran consistant de calcaire, falaise marneuse non sapée à la base, falaise crayeuse s'émiettant plus aisément que les marnes, d'où en retrait. Cette falaise, non protégée, n'a pas d'encoche.

Type *b*. A la base, les sources sont nombreuses, ainsi que les marnes et les mares sur l'estran. Les sources délitent la falaise à son pied. Elles sont sous la roche, et aident la mer à saper. D'où encorbellement à la base, souvent de hauteur d'homme, mais fonction de la dissolution plus que du sapement. Les marnes se desquament par grandes plaques et donnent un profil convexe. Leur sommet est un peu plus raide, puis il y a un replat, avec éboulis et végétation, et la verticalité de la falaise crayeuse (Photo 41).

Type *c*. Il est assez fréquent, quand les marnes deviennent moins épaisses. Le poids de la falaise de craie l'emporte et les éboulis constituent au pied une fausse pente qui peut être importante et rappelle Saint-Jouin. La circulation diaclasienne et les sources filtrant à travers l'éboulis peuvent amener la formation d'un véritable tuf, agglomérant le galet.

Type *d*. A l'Ouest de Séneville, l'éboulis important, datant de la guerre de 1940-45, a bloqué un cordon de galets considérable. Ces galets protègent la base de la falaise qui est marneuse, ainsi que l'estran, avant Séneville. Le profil est plus simple, avec seulement quelques encoches correspondant à des lits marneux, hétérogènes.

Type *e*. Passé l'éboulis de Séneville, l'attaque de la mer se fait plus vigoureuse et la falaise, indépendamment des marnes, est à peu près verticale. L'action marine est assez forte pour rattraper et même dépasser celle des agents atmosphériques et continentaux. La base est sans cesse rafraîchie, voire réellement sapée, et les éboulements sont nombreux.

Les autres variétés sont liées à la présence de couches marneuses plus résistantes, ou de lits de silex (il en existe dans la craie marneuse) à différents niveaux. La moindre différence de dureté est alors utilisée, et peut déterminer une véritable sculpture. Parfois subsistent à la base des banquettes, de véritables trottoirs de silex en plaque, au-dessus de l'estran. Il n'y a pas de galets de protection.

Les estrans de toutes ces falaises se ramènent à deux types :

— estrans plats dans les marnes, lustrés par la mer, pratiquement sans rainuration et surtout sans aucun chenal profond. L'homogénéité de la roche en est cause. Vers la base, la moindre différence de résistance crée des micro-falaises ;

— ces mêmes estrans conservent longtemps les traces des éboulis, en général peu importants, et sont alors encombrés de blocs de craie et de quelques grès tertiaires.

On peut mesurer, à l'éboulement de Séneville, le temps que met la mer à déblayer les masses importantes. L'attaque, après 13 ans, est à peine amorcée. Le front de l'éboulis est entamé en micro-falaise. La masse ayant été projetée assez loin en avant de la falaise, une véritable dépression s'allonge entre la tête et l'abrupt.

Camp des Romains - Biville : 11 km. L'anticlinal de Berneval-Saint-Martin-en-Campagne ramène une dernière fois (Mers - Le Tréport est insignifiant), la craie marneuse au-dessus de l'estran. Pour longue et désolée que soit cette falaise, c'est la plus belle en son genre que nous ayons vue dans tout ce secteur, car les marnes montent parfois presque jusqu'au sommet. La partie orientale, de Saint-Martin vers Dieppe, correspond à la retombée Ouest de l'anticlinal. Le pendage se fait vers Dieppe. Saint-Martin est à la confluence de deux valleuses non raccordées, sèches, assez hautes (20 m). La base de craie marneuse, sans encoche, recule. La falaise est dédoublée, avec replat chargé d'éboulis à mi-hauteur. L'estran marneux est assez entamé, à sa base, par de profondes rainures, presque des chenaux ; mais plus haut, il est recouvert de sables, formant des plages en croissant entre les éboulis de craie. D'où vient ce sable ? Certainement pas du sommet, qui a très peu d'argile à silex et de tertiaire. Il semble qu'il puisse remonter du Gault sous-jacent qui, en mer, ne doit pas être très loin de l'estran actuel.

La valleuse de Belleville, sèche et raccordée très haut, bien que dans les marnes, possède à la base un alvéole parfaitement circulaire, karstique, avec sables, craie et concrétions rubéfiées, le tout en zone marneuse. C'est assez paradoxal. Entre Belleville et Puys, la falaise passe progressivement à la falaise crayeuse, d'un seul jet, mais la coupure n'est pas franche. Des lits marneux à la base provoquent encore, ici et là, des encorbellements. Dans ce secteur, l'estran marneux n'a plus de plages de sable, sans doute parce que le Gault, plus profond, n'est pas entamé au large par la mer. Le recul historique semble devoir être assez important dans cette région où il n'y a pas, sauf avant Saint-Martin, de cordons de galets. C'est le prolongement de la zone entamée, vers l'Est, après l'allongement des jetées de Dieppe. Le fait est très réel. Il existe de nombreux blocs de grès tertiaires, mais taillés par l'homme, donc provenant d'un pavage. On pourrait penser à une voie romaine ;

d'après les documents historiques (Abbé Cochet), elle aurait passé davantage dans l'intérieur. La localisation de ces blocs semble toutefois jalonner un itinéraire. On y trouve aussi des pavés étrangers à la région : granit, grès rouge et gris. Il est évident que des constructions humaines, romaines, gisent au pied de la falaise. De nombreux piquets de clôture, en ciment, y sont également épars, traduisant un recul récent. Le travail de la mer n'est pas négligeable, mais ceci met en évidence son allure irrégulière. La mer protège ici et détruit là. Le tout est de savoir s'il y a déplacement de son champ d'action.

De Saint-Martin vers Penly, Biville et Tocqueville (Photos 42-43), la falaise est encore différente. Vers Penly, on atteint le faite de l'anticlinal. La craie marneuse monte aux trois quarts, voire aux quatre cinquièmes de la falaise. La craie turonienne est diaclasée, en grande prismes triangulaires (croquis II et VII). Les grottes minuscules sont nombreuses à la base, ainsi que les petits karsts en galeries horizontales. Le sommet est sans pinacles, les dépôts superficiels sont des plus rares. A la valleuse de Penly, comme à Saint-Martin, les dépôts d'argile à silex et de limon encombrant le versant Ouest, mais il n'y a rien ou presque sur le versant Est. Peu de galets, la mer attaque le pied de l'abrupt. L'estran est, ou rocheux, ou voilé par de grandes plages sableuses.

Vers Biville, les sables disparaissent progressivement. Les couches marneuses plongent vers l'Est. La falaise devient presque abrupte, avec léger éboulis marneux à la base. Les sources, au pied, sont très puissantes. Un niveau marneux, creusé en encoche, se suit d'abord à mi-hauteur, puis s'abaisse pour disparaître sous le galet à Criel. A Tocqueville prend naissance le grand cordon de galets qui barre la vallée de la Yères.

Plus au Nord, c'est seulement au Tréport (au funiculaire), que les marnes affleurent de nouveau (croquis VI). On voit, par cette étude, la variété de la falaise, et à quel point il est difficile de dégager des types qui disparaissent aussitôt que réalisés. Ils existent cependant et on est étonné, à des dizaines de kilomètres de distance, de retrouver des formes déjà vues plus au Sud.

C. — *Les falaises de la craie et du tertiaire.*

De Veules à Saint-Aubin, on découvre pour la première fois la falaise crétacée surmontée de tertiaire. Il faut aller au Phare d'Ailly pour en trouver la véritable expression. Sur la carte géologique de Saint-Valéry, le gisement tertiaire de Sotteville est souligné dans l'intérieur, mais non sur la falaise. Il y est pourtant bien net, un peu avant la valleuse et surtout vers l'Est.

La falaise crayeuse est basse, moins de 50 m et s'abaisse parfois

à 20-30 m, passé Sotteville. A l'Ouest, le sommet apparaît creusé de lapiés profonds, remplis d'argile à silex avec grès formés dans la masse. L'ensemble est recouvert d'argiles rougeâtres et de sables qui ont été vraisemblablement cryoturbés car ils constituent de belles guirlandes. Ils sont surmontés d'un sol limoneux indifférent aux mouvements de l'argile (croquis VI).

Un peu avant la vailleuse, les formations tertiaires deviennent plus importantes (6 à 10 m) et ne sont plus affectées par la cryoturbation. Il s'agit d'argiles bleues, horizontales, et de sable. Le tout constitue un niveau d'eau, peu important et il n'y a pas — en été au moins — d'écoulement. La raideur de la falaise s'explique par l'absence de galets et la nature de la craie. Les grottes sont nombreuses, liées aux diaclases très importantes et à quelques microfailles. Il n'y a pas de karst. L'estran est de sable sur fond rocheux. Mais il est littéralement tapissé de blocs de grès tertiaires, de grosseur variée, dont certains pointent à 4 ou 500 m du pied de la falaise. A 100 m vers l'Est de la vailleuse, il s'agit d'un véritable chaos de grès, très pittoresque, évoquant certaines plages du Nord de la Bretagne (boules de roches cristallines).

Le placage d'argile ne se continue pas à l'Est. Il est fort limité et n'a pas constitué de fausse falaise au sommet. Passé Sotteville, l'abrupt est bas et la craie littéralement mangée par les lapiés. Sa falaise est très attaquée et on peut la franchir assez aisément, bien qu'il n'y ait pas de vailleuse. La présence d'innombrables blocs de grès, autour de Sotteville, blocs énormes que la mer ne peut déplacer aisément, prouve l'existence d'une ancienne masse de dépôts tertiaires considérables. Mais, à part les grès et certainement la majeure partie des sables de la plage, il en reste peu de chose.

Au delà, vers le Dun, il n'y a plus de grès, et l'estran est la plus magnifique des plages que l'on puisse rencontrer sur toute la côte, avec celle qui s'étend à l'Est de l'Ailly.

La falaise du Phare d'Ailly. M. Musset ne l'a pas classée à part. Elle est très différente des autres. Dans ce monde grandiose, mais ingrat, elle apporte un cachet méridional. Passy en donne la coupe suivante (croquis VI) (64). La falaise, à hauteur du Phare, est partagée en deux, à peu près à mi-hauteur : 40 m de craie, 39 m de tertiaire. Le maximum de tertiaire est à Varengeville (Photo 44).

Le niveau de la craie apparaît à peu près constant ; il se suit vers l'Ouest, et c'est seulement à hauteur de la vailleuse de Sainte-Marguerite, parallèle au rivage, que le tertiaire disparaît du sommet, tronqué en biseau par le versant. Nous n'avons jamais constaté, sur la falaise, de coupe analogue à celle de Passy, figurant le

(64) Passy figure les argiles et les sables tertiaires dans une poche de la craie. Les cotes de la craie, dans l'intérieur, permettent cette interprétation, mais il est difficile d'étudier le contact.

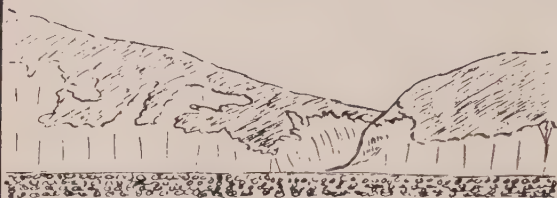
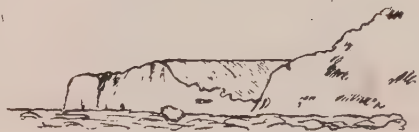
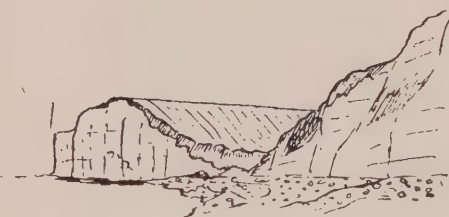
sable et les argiles dans une vaste poche de la craie. Les terrains tertiaires sont sensiblement horizontaux et leur position, dans une « cuvette » est surtout une position basse — la falaise est à environ 40 m — due vraisemblablement à une légère déformation de la surface.

Près de la Scie, se trouve un vallon empâté de solifluction, et non rajeuni par l'homme. Les autres sont en général entaillés pour permettre l'accès à la mer (Photo 46). La côte est basse à cet endroit, et très entamée par de grands ravins d'érosion dans le tertiaire. C'est presque un profil de falaise morte. Les grès sont rares et l'estran forme de belles plages de sable. A partir de Port-des-Moutiers commence la falaise classique de l'Ailly. Quand le tertiaire au sommet n'est pas épais, c'est Sotteville, en plus grand. Après Vasterival, la falaise crétacée s'abaisse. Cela donne deux fronts superposés : la base légèrement convexe (croquis VI) ; la falaise tertiaire, avec marécages, loupes de glissement dans les argiles, fondrières, n'est pas franche. C'est un paysage de badlands. La végétation n'y est que sporadique et ne peut parvenir à fixer les sols. Ce tertiaire est très différent des sables du Gault qui acceptent plus volontiers la végétation. Le ravinement actuel est grandiose, les niveaux d'eau, liés aux argiles, étant très fréquents. Le champ de mines déposé par les Allemands n'a jamais pu être repéré. En quatre ans, les engins meurtriers avaient glissé vers la base. Par contre, le sommet du tertiaire est couvert d'une splendide forêt de pins qui donnent à la région un cachet tout méditerranéen.

Cette falaise n'est pas protégée à sa base par un cordon de galets et nous avons trouvé des traces, non continues, de sapement. Le recul a été diversement apprécié. Passy (p. 125), en comparant les plans et les nivellements des Ingénieurs des Ponts et Chaussées, exécutés en 1801 et 1823, estime que la falaise a été détruite en 22 ans (suivant les calculs de Nelle de Bréauté), de 13 m pour la partie inférieure (craie) et de 93 m dans la partie supérieure, ce qui donne près de 4 m 50 par an pour la destruction de la masse d'argile et de sables tertiaires. Les grès de Varengeville (p. 129), formant les roches du Cap d'Ailly jusqu'à 3 km en mer, témoignent de l'ancienne extension. Passy estime qu'il y a 3.000 ans, ces rocs de l'Ailly étaient au sommet de la falaise.

Il faut considérer que le recul du sommet n'a rien de comparable à celui de la base. Il est possible qu'il ait été très irrégulier. Plus la masse tertiaire est importante et plus les loupes de glissement le deviennent. Lorsque la falaise s'étendait au large, le tertiaire pouvait être moins épais et le profil était celui de Sotteville. Le recul et le dédoublement seraient récents. Peut-être aussi le tertiaire descendait-il plus bas qu'actuellement ? Il n'existe aucun rapport de cause à effet entre les deux. De nos jours, le phare, construit sur le tertiaire, sous Louis XIV, est au bord de la falaise supérieure et

N° VII

VALLEUSES.ANTIFER : vue de face.ETIBUES : vue de face.ANTIFER : vue du Sud.ST PIERRE-EN-PORT : vue de l'Est.PORT-SUCELLE : vue de l'OuestPORT-SUCELLE : vue de face.CAMP DES ROMAINS :
vue de l'OuestBERNEVAL :
vue de l'OuestPENLY : vue de face.



ETIGUES : vue de l'Ouest.



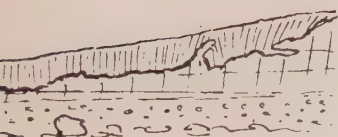
ELEDT : vue de face.



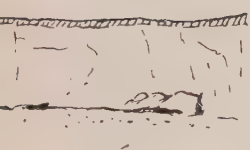
SAINT-VALÉRY : vue de l'Est.



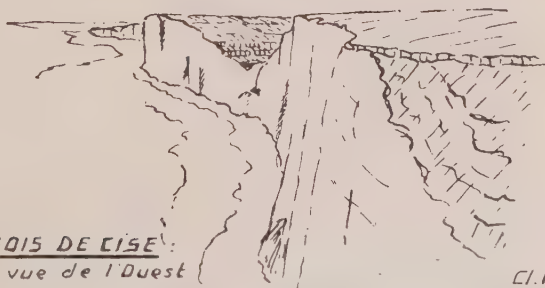
SAINT-MARTIN-AUX-BUNEAUX.



VALLEUSE OUEST de la SCIE.



BOIS DE L'ISLE :
vue de l'Ouest



Ci.Pr.

sera certainement détruit sous peu. On a reconstruit un autre phare (le précédent ayant été anéanti par les Allemands), légèrement en retrait — peut-être pas assez — du premier. Ce recul frappe par son importance, mais il est purement continental. La falaise de craie résiste mieux à l'érosion marine.

Les estrans sont de belles plages de sable. De la Hève à Ault, les plages de cette nature coïncident toujours avec la présence de Gault à la base, ou de tertiaire au sommet. Cela laisse supposer une certaine inertie des matériaux.

Nous ne saurions terminer cette étude des falaises sans dire un mot des *valleuses* (croquis VII, Photos 47-49). Elles se distinguent les unes des autres par leur hauteur au-dessus de l'estran, leur obliquité par rapport au plan de la falaise, leur profil plus ou moins incisif. Il est difficile de les étudier aussi complètement que les vallées raccordées et d'ailleurs, elles tiennent moins de place dans le paysage. On les voit mal de l'intérieur, encore plus mal de l'estran, et les photos aériennes ne donnent pas de référence altimétrique. L'idéal serait de les reconnaître du large, soit en avion, soit en bateau en les photographiant. L'étroitesse de l'estran, sauf à très grande marée basse, impose un angle de prise de vue qui fausse totalement les profils (croquis VII : les 2 dessins d'Étignes et de Port-Sucelles d'après photos). Le manque de luminosité sur la Manche et les marées défavorables rendent difficile un plan précis de toutes ces valleuses. Le croquis II ne saurait être retenu car l'exagération des hauteurs rend illusoire la représentation des formes en creux. Le croquis VII est plus exact. Il permet de distinguer deux catégories : les valleuses à dissymétrie structurale, les valleuses à dissymétrie morphoclimatique.

Les premières (type Étignes) sont vraiment l'exception. Le versant Est en est pente douce, l'autre en pente rapide. Le pendage très léger des couches a dû permettre le glissement de la rivière vers la gauche d'où le sapement. La solifluction quaternaire n'a pas racheté cette dissymétrie originelle.

A la seconde catégorie appartiennent presque toutes les valleuses. Le versant oriental a la plus forte pente (Port-Sucelles, Penly). L'autre, du fait de la solifluction plus intense, se raccorde plus doucement. Mais cette constatation n'est guère valable pour les têtes de vallons (Étretat, Saint-Martin-aux-Buneaux) et c'est logique. Dans la région Sud où l'argile à silex est plus épaisse, et peut-être à cause de l'orientation différente (Antifer) la dissymétrie est moins accusée, l'argile solifluée et la presle empâtant les deux versants. A Port-Sucelles, à Saint-Valéry, l'argile est plus épaisse à l'Ouest ; mais lorsque le dépôt superficiel se fait plus rare, la dissymétrie est accusée : limon peu épais à l'Est, argile solifluée à l'Ouest (Ouest de la Scie). Au terme, le versant oriental est divisé par les rideaux (Bois de Cise) lorsque le limon ne se prêtait plus au labour.

Il reste à étudier les grandes vallées. Leurs débouchés constituent des plages et posent de nombreux problèmes morphologiques.

3° Les côtes basses du Caux et de la Picardie : les vallées drainées.

La vallée de la Somme et son embouchure constituent le trait essentiel, à côté des falaises et par opposition, des côtes picardes. Plane, avec ses alternances de lits alluviaux et de tourbe (Briquet), son poulter et son musoir, elle est certes la plus spectaculaire, mais non la seule dans son genre sur les côtes de la Manche. Plus au Sud, d'autres rivières ont connu des phénomènes analogues, répercussion des variations eustatiques :

La Bresle à Mers - Le Tréport.
La Béthune et l'Eaulne à Dieppe.
La Saane à Quiberville.
La Durdent à Veulettes.

La Yères à Criel.
La Scie à Pourville.
Le Dun à St-Aubin-sur-Mer.
Le Valmont à Fécamp.

Ces 8 estuaires offrent l'aspect de plaines de remblaiement, alors qu'à Étretat, à Saint-Valéry, à Veules et aux Dalles (Photo 48), où il y eut jadis une rivière pérenne, la vallée est encombrée de dépôts de pente et n'a pas le caractère poldérien des précédentes. Il est vraisemblable que l'écoulement superficiel a disparu au fur et à mesure de l'abaissement de la nappe phréatique. Cela s'est produit immédiatement pour les valleuses. Dans les vallées raccordées, le recul de la falaise a déterminé cet enfouissement, au moment où le plafond de la vallée s'est trouvé suspendu par rapport à la mer, et ce peut être presque contemporain. Les vallées drainées sont encore remblayées et donc indépendantes de la circulation souterraine dans la craie. Nous allons tout d'abord les décrire et essayer de tirer ensuite quelques conclusions de leurs curieuses analogies.

La Bresle à Mers-le-Tréport. — La Bresle, d'Eu au Tréport, coule en position anticlinale (un peu en biais sur un anticlinal Ouest-Est selon M. Pinchemel), qui fait affleurer dans la vallée la craie marneuse. C'est peut-être à cette faveur qu'elle doit la largeur initiale de sa vallée : 1.500 m entre les falaises de craie. Actuellement, elle est barrée par des digues et par les jetées du Tréport. Il n'en fut pas toujours ainsi. Selon Lamblardie (*o. c.*, p. 26), Eu était un port dans l'ancien temps. Il s'agissait d'une véritable ria soumise au mouvement de la marée. Le chenal n'avait pas la largeur de la vallée actuelle, mais la rivière était navigable et remontée jusqu'à Eu par les bateaux. La Bresle se jetait au Sud, à hauteur du Tréport. Puis les dépôts de galets formèrent un poulter et la Bresle alla couler au pied des falaises de Mers. « Alors s'accrurent les dépôts de la rivière qui forment les prairies que nous voyons à présent entre

le Tréport et la ville d'Eu, dont le port fut successivement comblé et enfin abandonné. Le lit de la rivière fut changé par un Comte d'Eu et fixé, au moyen de deux jetées, sous les murs du Tréport. » La mer faisait venir le galet et constituait un poulier à l'Est de la jetée occidentale. Tel était, en 1778, l'état des lieux. On construisit en 1782 une écluse de chasse qui emmena le galet, et le port retrouva son ancien chenal.

Briquet (*o. c.*, p. 29) estime que la Bresle passait encore au pied des falaises de Mers où les cartes du XVIII^e siècle la figurent. Le cours actuel fut fixé par des travaux. Doit-on penser que la rivière avait naturellement tendance, même au XVIII^e siècle, à reprendre son ancien cours ? C'est fort possible. Un autre auteur (65), précise que c'est Henri I^{er}, comte d'Eu, qui, en 1101 « détourna le cours de la Brêle, qui raisait alors le village de Mers et la fit couler le long du Tréport ». Et il ajoute (p. 14) « plusieurs rues sont fondées dans la mer et la rivière a repris son cours au Nord ». Le fait semble donc indiscutable.

Une analyse des sondages effectués au Tréport nous permet de concrétiser ces données historiques. (Ils sont malheureusement trop rares, surtout vers l'amont.) Par rapport au O moyen des marées (66) la craie a été retrouvée à près de — 12 m en amont du bassin de chasse, à — 15 m à l'Est des jetées, mais en terre. Par contre, au Nord des Bassins, elle semble être aux environs de — 8 et à — 5.45 seulement vers la jetée Ouest. Il semble que le chenal initial, plus bas que le niveau actuel de la plaine (+6 m), se soit trouvé sensiblement au centre de la vallée. Il correspondait à un retrait de la mer. Le fond de cette vallée a d'abord été recouvert par des dépôts d'origine continentale. Dans les différents sondages, on trouve de façon très régulière :

2,20 m de graviers et cailloux.

2,20 m de silex jaunes.

3,90 m de silex noirs et jaunes et de craie.

Si l'on admet que l'approfondissement du chenal correspond à une époque glaciaire, il est évident que les pentes assez fortes de la craie ont donné naissance à une solifluction importante. La craie est rare : elle devait former une sorte de boue assez aisément entraînée. Les silex sont éclatés et traduisent une intense gélivation. Il est probable que la vallée s'ennoyait partiellement sous une accumulation de dépôts gélivés, les silex dominant.

Cette question du creusement des vallées pose de sérieux pro-

(65) TOUSSAINT-DUPLESSIS. *Description géographique et historique de la Haute-Normandie*. I^{re} partie. Le Pays de Caux. Paris, 1740, p. 13-14.

(66) Le O de la carte topographique (O du nivellement général de la France) est différent du O des cartes marines qui est celui des plus basses mers et non des marées moyennes. Au Tréport, 5 m de différence.

blèmes. M^{me} Ters, dans un article récent (67), admet que les vallées vendéennes présentent la succession suivante :

Interglaciaire Riss-Würm, remblaiement des vallées.

Würm : progression glaciaire, remblaiement partiel par le head.

Würm : maximum glaciaire, remblaiement par limon.

Würm : régression, creusement violent, head tranché ; déblaiement et surcreusement des vallées anciennes.

Flandrien, remblaiement fluvatile grossier.

Dunkerquien, remblaiement marin.

On conçoit mal pourquoi le maximum de progression glaciaire, amenant un abaissement du niveau de base, ne coïncide pas avec le maximum de creusement des vallées. Ceci suppose que l'intensité du Würm fut supérieure à celle du Riss. Et que, passé le paroxysme glaciaire, il n'y a plus eu de coulées périglaciaires dans les vallées.

Tous ces détails ont été vérifiés de très près. Toutefois, dans le Pays de Caux, la succession des faits est quelque peu différente.

— les valleuses sèches sont empâtées de coulées de solifluction, non reprises par aucune circulation ultérieure, ce qui suppose un creusement antérieur au remplissage périglaciaire. On pourrait objecter que le Post-Würmien a vu l'assèchement des vallées, ce qui est exact ; mais si nous suivons l'argumentation de M^{me} Ters, nous sommes obligés d'admettre, en Caux :

creusement des valleuses	= Riss
empâtement	= interglaciaire début Würm
creusement würmien	= 0
empâtement récent	= 0

Il semble plus logique de ramener l'ensemble de ces phénomènes au Würmien.

Dans les grandes vallées drainées actuellement, les sondages révèlent très souvent au contact de la craie en place, la présence de craie remaniée (presle) et de silex éclatés. Il ne peut s'agir de dépôts fluviatiles, même grossiers. Il est évident que les vallées, creusées, ont vu leurs versants empâtés ultérieurement de coulées boueuses. Les deux constatations sont difficilement compatibles. Il est regrettable qu'aucune coupe dans le Pays de Caux (et pour cause puisque tout ceci est inférieur au 0 des cartes marines), ne permette une analyse plus précise de la succession des faits. Car les sondages ont été effectués dans un tout autre but que le nôtre.

Ces formations sont surmontées de dépôts d'origine marine, assez variés, mais inégalement répartis, d'un niveau non constant :

(67) M. TERS. Action morphologique des phénomènes périglaciaires dans la région littorale vendéenne. *B.A.G.F.*, mars-avril 1953, p. 78-87.

1 m de galets noirs.
 3,50 m de sables gris, vaseux.
 1,60 m de glaise avec cailloux noirs.
 8 m de glaise.

Comme il n'y a pas de sol ou de formation tourbeuse intercalés, on peut songer à une remontée assez rapide du niveau marin qui n'atteignit pas le 0 actuel. Il est vraisemblable que la vallée fut alors une véritable ria profonde, à sédimentation marine ou fluviale variée, peut-être selon les chenaux de marée. Mais cette sédimentation est interrompue par un premier niveau tourbeux (nous ne possédons aucune indication sur la nature de cette tourbe).

L'aval était certainement barré par un cordon de galets ou de dunes interrompant les irrutions de la mer. C'était un vrai polder. Ce niveau tourbeux atteint à l'aval 5 m 70 d'épaisseur, le mur et le toit de la formation étant respectivement à — 9,90 m et — 4,20 m. Ailleurs, on a seulement 1 m à 1,90 m de tourbe, vers l'Est du Bassin de chasse. La plaine de la Bresle devait avoir à peu près son aspect actuel, mais plus bas, et la présence de tourbes (Dubois) à 1 km au droit des jetées, par — 12 m de fond, laisse à penser que le cordon littoral se trouvait situé bien plus bas que le cordon actuel. Une nouvelle invasion marine devait le submerger. Elle se traduit essentiellement par :

- de la glaise ou glaise tourbeuse, 2,35 m à 3,40 m ;
- du sable et de la glaise : 1,80 de sable + 0,70 m de glaise noire (parfois 5,20 m de glaise gris foncé).

Toutefois, au sondage aval, la tourbe inférieure n'est guère recouverte que de sable et de galets, et il n'y a pas de glaise ou de vase marine. On ne trouve pas davantage de second lit tourbeux au sommet. Cette invasion n'a pas enlevé la tourbe. Il s'agit donc d'une remontée assez rapide, ayant submergé la région au lieu de grignoter les formations tourbeuses de base.

Il est fort probable que cette transgression s'est traduite par la création d'un second cordon littoral, situé plus haut que le précédent. Un second polder allant moins loin vers l'aval s'est substitué au premier, à un niveau supérieur qui a vu l'établissement d'un second lit tourbeux. Les sondages de l'intérieur le prouvent nettement. L'absence de tourbe à l'aval peut s'expliquer par les chenaux de marée assez importants, ravinant les argiles marines déposées. Par contre, d'autres sondages révèlent jusqu'à 3 couches de tourbe. Il est vrai qu'il est assez difficile d'en interpréter les résultats. En prenant les cotes de base (le sommet peut être raviné) des niveaux tourbeux, on trouve les résultats suivants :

sondage n° 4, 3 couches de tourbe, 4 m entre le niveau le plus bas et le plus haut.

sondage n° 5, 3 couches de tourbe, 10 m 20 entre le niveau le plus bas et le plus haut.

sondage *x*, 2 couches de tourbe, 4 m 60 entre le niveau le plus bas et le plus haut.

sondage *y*, 3 couches de tourbe, 6 m 50 entre le niveau le plus bas et le plus haut.

On peut admettre que le dépôt a été irrégulier, les chenaux changeant de direction, ici enlevant une couche, là provoquant des tassements ou au contraire des dépôts un peu plus élevés. L'épaisseur des cailloutis et des sédiments marins pousse à une conclusion dans ce sens. Il ne faut pas oublier que toute cette plaine a joué tardivement le rôle de polder. Mais le fait le plus curieux est la sédimentation en partie marine : sables, sables marneux, glaise tourbeuse, que l'on trouve parfois au-dessus du troisième niveau, ou, si l'on admet que deux niveaux peuvent être interprétés comme un seul, au-dessus de la dernière tourbe.

Quelle conclusion peut-on essayer de tirer ? Selon Briquet et les différents auteurs, on aurait la succession suivante :

Creusement de la vallée dans la

 craie et dépôts soliflués..... glaciation würmienne.

Invasion marine. Stabilisation.

 1^{er} cordon, tourbe basse ou pro-

 fonde..... transgression flandrienne.

Invasion marine. Stabilisation.

 2^e cordon, tourbe moyenne et

 haute transgression dunkerquienne.

Mais il reste à expliquer :

— les sédiments marins sur les tourbes hautes ;

— à l'aval — dernier cordon actuel — 10 à 13 m de dépôts exclusivement marins : galets et sables.

Or, selon la thèse de Briquet, le cordon dunkerquien, suivi d'une légère régression, devrait être en place depuis le iv^e siècle après J.-C. Par la suite, la mer n'aurait pu que l'épaissir. Mais à l'époque historique, il n'y avait pas de poulcier continu au Tréport, puisque la rivière s'y jetait (Lamblardie). On ne peut donc admettre que le poulcier ait été celui de la transgression dunkerquienne, encore en place jusqu'à nos jours. Dès le haut Moyen Age, il aurait rejeté la rivière vers l'Est. Les auteurs anciens décrivent la rivière, navigable aux bateaux de mer jusqu'à Eu. Dubois (*o. c.*) place les tourbes récentes au niveau de l'assise de Calais, l'assise de Dunkerque ayant apporté des sables marins du III^e au VIII^e siècle et au XIII^e siècle. G. Lemée (68) constate dans la vallée de l'Orne que « les tourbes

(68) G. LEMÉE. « Contribution à la connaissance de la transgression flandrienne dans la Basse vallée de l'Orne ». *Revue de Géomorphologie Dynamique*, n° 2, 1951, p. 75-80.

reposent sur des vases d'estuaire à faune saumâtre et ont été recouvertes à leur tour par des vases identiques. Leurs limites supérieures et inférieures se situent donc tout près du niveau des hautes mers contemporaines » ... « les 3 bancs tourbeux marquent trois phases de stagnation et de régression auxquelles il faut ajouter une phase d'immersion plus récente ayant amené la mer au-dessus du niveau actuel ».

M. Guilcher (*Rev. Lyon*, o. c., p. 321) situe la tourbe basse en relation avec la dernière poussée würmienne, la transgression flandrienne vers l'an 5500 av. J.-C. se marquant par l'assise de Calais (sables). Il est vraisemblable que les tourbes actuellement sous-marines se sont formées au large, au Würm. Mais les tourbes profondes littorales ont dû s'établir derrière un cordon marquant un des étages finaux de la transgression flandrienne. Le même processus aurait déterminé un cordon dunkerquien, vers l'an 0, et des marais tourbeux (tourbe supérieure). Il semble qu'après la formation d'un cordon de galets, la transgression dunkerquienne, stabilisée, fut suivie — peut-être à l'occasion de tempêtes exceptionnelles, ou par une ultime phase maximale — d'un dernier mouvement positif très bref qui eut pour résultat :

- d'anéantir en partie le poulier dunkerquien ;
- de recouvrir de galets et de sables épais l'aval de la ria (assise de Dunkerque) ;
- de laisser les eaux croupir dans l'intérieur, sur la plaine, au-dessus des dernières tourbes dont la croissance fut interrompue ;
- de reconstituer un chenal jusqu'à Eu, le mouvement de marée permettant à la rivière de maintenir son embouchure au Sud, au Tréport.

Ceci se produisit peut-être au ix^e ou x^e siècle (Dubois admet des sables marins au xiii^e siècle). Depuis, la mer est en léger recul (sauf actuellement). Elle a donc reconstitué un poulier récent, édifié au cours du xi^e siècle, puisque c'est en 1101 que l'on retrouve la Bresle sous les murs de Mers. Que ceci n'ait pas affecté le grand poulier du Hourdel pourrait être justifié par son ampleur. Celui de la Bresle était certes plus fragile. De nos jours, lors des tempêtes, les pouliers barrant les vallées méridionales sont parfois franchis par la mer. Le galet est déversé sur la plaine alluviale intérieure.

La Yères à Criel.

La vallée fait environ 800 m de large. Fermée par un cordon de galets appuyé sur l'épi Est (mais qui se prolonge naturellement au delà, vers Mesnil-Val), c'est un polder où le cours de la rivière a été régularisé. Le terme de polder est du reste impropre, car le fond n'est pas au-dessous du niveau des basses mers. Disons qu'il s'agit d'un polder dunkerquien fossilisé par le retrait de la mer. La rivière

actuelle n'entaille pas ses alluvions, ce qui suppose un réel équilibre par rapport au niveau de base. Jadis, elle progressait en méandres divagants.

A Pâques 1955, en juillet 1955 et juillet 1956, affleuraient sur l'estran 2 couches de tourbes superposées. La première, au bas de la plage, assez au-dessous du cordon de galets, est la tourbe profonde de Briquet. La seconde, supérieure, crayeuse, correspond au niveau 2. Seule la partie Est de la plage présente des gisements. A l'Ouest, dans le lit de la Yères, les sables envahissent le chenal, surmontés par un véritable cône de déjection de galets non roulés. Mais la tourbe n'affleure jamais. Il faut supposer que la rivière coulait vers l'Ouest quand la tourbe s'est déposée, et ultérieurement, puisqu'il n'y a pas de chenal vers l'Est. On peut admettre que cette tendance ne fut contrariée qu'à l'époque historique, puisque les hommes ont maintenu, coûte que coûte, par un épi-buse, le chenal de l'Ouest. Normalement, pour une rivière aussi peu importante, le poulrier aurait dû fermer l'embouchure à partir de l'Ouest et provoquer l'inondation de la plaine. Malheureusement, nous ne possédons aucun sondage pour la plaine intérieure et les rives, colonisées par la végétation, n'offrent pas de coupe. Au large, la plate-forme littorale est entamée par un chenal qui ne peut correspondre qu'à la vallée de la Yères, chenal dans lequel Dubois signale de la tourbe par — 12 m, soit — 17 m du 0 actuel. Il serait difficile de mettre en rapport les différents niveaux de ces tourbes. On ne peut nier leur existence. Elles marquent donc des étapes dans la remontée flandrienne du niveau marin, avec phases de stabilisation et marais littoraux.

Dieppe et l'estuaire de la Béthune et de l'Eaulne.

Actuellement, la plaine alluviale de Dieppe s'étend sur 1 km 500. Elle est moins large que celle de Mers-Le Tréport. Elle est drainée par la rivière d'Arques, confluence de la précédente, de l'Eaulne et de la Béthune. Les jetées du port, appuyées sur la falaise vive du Pollet, vers l'Est, ont amené la formation d'un vaste cordon de galets venant de l'Ouest. Ces jetées sont récentes dans leur forme actuelle. Elles n'existaient pas en 1908. Un plan de Dieppe de 1680 nous montre cependant un poulrier bien constitué, mais très en retrait de l'actuel, au fond d'une sorte de baie. C'est sur ce poulrier qu'est construite la vieille ville. Le front de mer, au xvii^e siècle, correspondait à peu près au Boulevard de Verdun actuel. En 1800, les jetées prolongées avaient amené son engraissement et la construction de fortifications. En 1930, les promenades (les pelouses actuelles) s'étendaient à la place des fortifications. Le recul de la falaise n'y est pour rien, mais seulement la construction des jetées. Baie à l'origine, l'estuaire a gagné sur la mer tandis que reculait la falaise. L'aspect actuel ne prouve rien et ne saurait être retenu.

Briquet (p. 29) considère les choses de façon relativement simple : « l'effet du remplissage des baies s'est nettement marqué dans l'évolution des estuaires continentaux de Haute Normandie... à l'entrée de ces estuaires, d'ailleurs aujourd'hui complètement colmatés, il y eut partout érosion d'un musoir et allongement d'un poulier ».

La réalité semble plus complexe. Lamblardie (p. 25) écrit : « dans les temps très reculés les navires remontaient à Bouteilles, à 1.500 toises du port actuel ; l'embouchure de cette vallée formait alors une espèce de rade très profonde, dans laquelle on avait accès par deux entrées, l'une au pied de la falaise Est où se trouve le chenal actuel, entretenue par les rivières d'Eaulne et de Béthune, l'autre au pied de la falaise Ouest, entretenue par la rivière d'Arques. » M. Petry (69) précise que « les rivières se réunissaient pour former un vaste bassin, compris entre deux coteaux, s'étendant jusqu'à l'emplacement actuel d'Arques, et soumis au jeu des marées. Le fond abrité de ce port naturel, profondément enfoncé dans les terres, a été le premier point fréquenté par les barques des Normands, par les pêcheurs et par les pirates. Jusqu'au milieu du XI^e siècle, des pêcheries furent en pleine activité dans ce bassin intérieur, et des salines restèrent longtemps exploitées à 3 km en amont de l'avant-port actuel ». Ce caractère maritime de la plaine actuelle est encore affirmé au XVII^e siècle par un autre auteur (70), David Asseline : « le flux (p. 48) et le reflux de la mer poussant ses marées suivant le canal et le cours de la rivière d'Arques, laquelle passait alors vers le pied de cette colline... faisaient monter leurs nasselles jusqu'en ce lieu-là pour y estre à l'abry des vents et en seureté au temps des fortes marées. » (il s'agit de la rive gauche, vers l'an 800 et avant) ; « plus tard, sous Charlemagne, les pêcheurs descendirent vers le port d'Ouest, à l'embouchure de la rivière. » (C'est donc que les marées étaient moins sensibles dans l'intérieur.)

Si nous analysons les sondages des Ponts et Chaussées effectués dans le port (100 jusqu'en 1954), nous constatons que le niveau profond de la craie (chenal würmien ?), ne se trouve nullement vers l'Est. Dans l'avant-port, la craie est à 0,5 m au-dessus des marées moyennes. Par contre, sous le cordon de galets, elle est à 10,50 m, ce qui prouve à l'époque une confluence des trois rivières et une entaille très profonde, raccordée à un niveau de la mer sensiblement plus bas. Passé le remblaiement flandrien et dunkerquien (7.000 ans - IV^e siècle ap. J.-C. selon Briquet), il semble bien que la rivière ait hésité sur son cours. Les deux cours d'eau se rejoignaient

(69) M. PÉTRY, Ing. Ponts et Chaussées. Le port de Dieppe. *Science et Industrie*, numéro hors série, 1933. Les ports maritimes français, p. 71-81.

(70) David ASSELINE, Prestre, 1682. *Les antiquités et chroniques de la ville de Dieppe*, publié en 1874 à Dieppe, 2 tomes, 394 pages.

peut-être lors des crues, ils étaient remontés par la marée, mais il n'y avait pas à la base de cordon stable (Petry) : « l'emplacement où devait s'élever Dieppe se réduisait alors à une bande de galets, barrant l'ouverture de la vallée, baignée d'une part par la mer et d'autre part par les marécages. » Nous sommes aux environs des ix^e-x^e siècles. D'après Asseline, le cordon « dunkerquien » de Briquet avait subi de furieux assauts de la mer et « le port n'était pas commode ». Toutefois, sous Charlemagne, « les pêcheurs descendirent vers le port d'Ouest », ce qui suppose des marées moins violentes et des tempêtes sans action vers l'intérieur. « On fit une barre en forme de levée ou chaussée de rivière, pour retenir les eaux que les grandes marées faisaient monter au delà, afin qu'après avoir été retenues et ensuite laschées, elles emportassent les grands monceaux de galets, qui fermaient ou diminuaient l'entrée du port et l'embouchure de la rivière, soit qu'il coulât du côté de l'Ouest, soit qu'il courût du côté du port de l'Est. »

On peut donc admettre qu'à cette date, le poulier, entamé par deux rivières, à l'Est et à l'Ouest, en fonction des crues, était régulièrement engraisé par des apports venus de l'Ouest. Les maisons s'édifiaient face à la mer et non à la terre, ce qui justifie la stabilité de l'ensemble. Vraisemblablement, vers l'an 1000, la transgression dunkerquienne est passée, et la mer se stabilise au-dessus de son niveau actuel. Dès lors, les choses vont aller très vite. Un cartulaire de 1396 (71) représente Dieppe avec le port de l'Ouest supprimé, l'entrée du « hable » déjà à l'Est. Au xiii^e siècle, le galet touche à la falaise Ouest ; à l'Est s'édifie un Pollet (poulier).

En un ou deux siècles, la mer a barré la vallée, rejetant vers l'Est l'estuaire qu'elle fit commun, des deux vallées. Cela suppose qu'elle ait envahi assez tardivement l'ensemble, en rompant en deux endroits (Ouest et Est), le cordon dunkerquien de Briquet. C'est à l'époque historique que cette vallée a cessé d'être soumise au flot de marée et ceci rappelle les faits observés au Tréport. Il n'y a pas davantage de cordon à l'intérieur, permettant de juxtaposer dans le temps, et la transgression (plus haute), et un cordon, et la tourbe. Le cordon de Dieppe est très actuel et nous en avons des preuves historiques.

Peut-on trouver des arguments dans les sondages ? A vrai dire, malgré leur nombre considérable, très peu. Seul le sondage n° 41 (1911) distingue trois couches de tourbe, distantes de 7 m 30 au total. En général, il n'y a qu'une couche, aux environs de — 3,5, — 4 m, la première couche reposant assez rarement sur de la craie et des silex éclatés. On ne saurait en tirer des conclusions formelles. Les sondages sont étroitement localisés au centre de la vallée, là

(71) Guill. TIEULLIER, receveur de l'Arch. de Rouen à la vicomté de Dieppe, cité par Ch. VASSELIN, in *Précis de l'histoire de Dieppe*, Dieppe, 1904, 82 pages.

où a subsisté le plus longtemps le chenal, et où même les dépôts soliflués devaient être enlevés au Würm. Il y a une couche de tourbe profonde, qui n'a pas été entamée entre le Flandrien et le Dunkerquien et qui permet d'établir la continuité de la remontée du niveau marin. Cette couche est tout entière recouverte par des sédiments marins, allant des sables avec coquillages aux galets, limons et galets et vase. Il est impossible de justifier l'absence d'une deuxième assise de tourbe par l'absence d'une transgression. C'est le caractère de baie profonde qui l'a emporté, et les sondages longeant le chenal n'ont pu retrouver la trace des tourbes disparues. L'histoire confirme cependant la dernière et suprême invasion marine, fin dunkerquienne. Cela ne signifie nullement que la vallée du Tréport soit différente de celle de Dieppe. Simplement, nous possédons pour l'une des constats qui manquent pour l'autre.

La Scie à Pourville. La vallée n'est pas originale. De ce qui se passe en arrière du cordon de galets, nous ne savons rien sinon qu'il s'agit d'une auge alluviale. Défendue par deux épis ayant retenu un cordon de galets assez maigre, la plage est intéressante par son estran. Il existe un chenal creusé dans la craie et remblayé de sable. Pourtant, deux niveaux de tourbe très caractéristiques affleurent sur cet estran aux marées basses (Photo 50). Le premier, le plus bas, est formé par une tourbe contenant des restes d'arbres : la tourbe flamandaise de Briquet. Elle est entamée par le courant actuel de décharge de la rivière. La seconde, plus haute, affleurerait en juillet 1955 sur la quasi-totalité de la plage. C'est une tourbe brune avec traces de sol superficiel (racines), constituée à la fois par des apports végétaux et des sédiments terrestres. En elle-même, leur position ne signifie rien, car on ne peut préciser à quelle distance du cordon littoral elles se sont constituées. Mais elles ne sont pas très loin du niveau actuel des hautes mers et elles permettent d'apprécier le recul.

La Saane à Quiberville. La rivière débouchait jadis à l'Ouest du cordon. Non entretenue, l'embouchure fut refoulée vers l'Est. Sur la carte au 1/80.000^e, la Saane va toujours vers l'Ouest et forme un vaste méandre au pied du poulie avant de passer à la mer sous les galets. Au XIX^e siècle, son cours fut régularisé par un épi-buse situé vers l'Est. La marque de l'ancien chenal est encore visible vers Quiberville. En août 1956, un banc de tourbe apparaissait vers l'Est, au bas de la plage. Au-dessous du cordon de galets affleurent des argiles bleues, marines, avec traces d'algues, donc de formation assez récente. La côte semble reculer assez vite. Aucun sondage dans la plaine ne permet de tirer des conclusions.

Le Dun à Saint-Aubin. La plage de galets et de sables est assez menacée et on l'a défendue vers l'Ouest. Le cours de la rivière est

régularisé, mais la plaine reste un polder, avec stagnation des eaux et canaux de drainage. L'évacuation des eaux se fait par un épi-buse au centre du cordon de galets. La tourbe affleure sur tout l'estran, presque au pied du galet et sur la majeure partie de la plage. Il s'agit de la couche inférieure de Briquet, avec de gros troncs d'arbres enracinés ou couchés dans la masse. Toutefois, l'estran ne présente pas les couches supérieures de tourbe crayeuse. L'affleurement tourbeux continue au droit du chenal de la valleuse sèche, mais raccordée, d'Epineville. Ce synchronisme est pour le moins curieux. Comment admettre qu'une vallée sèche ait pu déterminer la création d'un banc tourbeux dans un lit qui n'existait pas puisque encombré de coulées de solifluction ? La seule explication plausible est celle d'un cordon flandro-dunkerquien au-devant de la falaise morte, retenant les eaux du Dun, les étalant vers l'Ouest et déterminant la formation des tourbes. Mais alors, il faut supposer que ce rivage est monastirien.

La Durdent à Veulettes (Photo 51). La plage est un peu plus complexe que les précédentes, car elle coïncide avec la confluence d'une valleuse à l'Ouest et de la plaine de remblaiement de la Durdent. Le chenal est très net vers l'Ouest. Mais la mer, attaquant à partir de l'Ouest, a trouvé des dépôts meubles sur les pentes et au fond de la valleuse. D'où une attaque assez rapide. Des épis protègent actuellement cette partie occidentale, tandis que le cordon s'engraisse vers l'Est. L'estuaire de la Durdent est artificiel, fixé par un épi-buse et amenant le dépôt de l'inévitable cône de déjection. Tout à fait à l'Ouest, à l'emplacement de l'ancien chenal, nous avons trouvé de la tourbe contenant des restes de plantes et des restes d'arbres. Pour les arbres, il pourrait s'agir des pilotis du casino, disparu devant l'attaque de la mer. Mais la tourbe en place ne fait aucun doute, non plus que les vases marines gris-bleu qui la recouvrent. Malheureusement, conservées dans de petites anfractuosités en marge du chenal, il en reste fort peu. Les fondations effectuées en 1955 pour la nouvelle digue, montrent la superposition d'un cordon récent, d'un cordon de galets consolidés, de vase marine bleue. Le sondage n'est pas allé au delà et ne renseigne pas sur le niveau de tourbe. L'accumulation sableuse est assez forte sur l'estran et il est possible que la tourbe soit profonde, car les sables sont grisâtres, comme ils le sont en général au voisinage d'une tourbe érodée.

Le Valmont à Fécamp. Les jetées du port sont conformes, dans leur localisation, à la position qu'occuperait l'estuaire naturellement repoussé par le galet, sous le Cap Fagnet. Une grande plage de galets garnit tout l'Ouest et nous n'avons pu voir découvert le pied de ce cordon, pour y chercher la tourbe. Il est possible que le

ruisseau de Valmont se soit jadis jeté vers le Sud. Il n'en reste aucun témoignage historique. Les sondages assez rares ne signalent jamais la présence de tourbe. Pourtant, en analysant les carottages aux Archives des Ponts et Chaussées de Fécamp, nous avons trouvé des traces de tourbe, au Bassin Freycinet, de 4 à 6,50 m, reposant sur des vases marines et sur des silex éclatés et gélivés. De même A. Martin (72) signale « un bois de cerf trouvé dans la tourbe formée au pied du coteau » et il en déduit : « une large rivière occupait tout le fond de la vallée ; les eaux de la mer, lorsqu'elles avaient un niveau supérieur à celui de notre temps y pénétraient à chaque marée, tant que le limon de ces eaux et les débris de végétaux n'avaient pas formé ces couches de tourbe et de vase que l'on y remarque en creusant le sol ».

Tout au long de ce littoral, du Nord au Sud, sauf après Antifer, nous trouvons des phénomènes analogues. Ce sont toujours les mêmes cordons de galets, inlassablement répétés au débouché des vallées, plus rarement au pied des falaises. Nous n'étudierons pas ici les caractéristiques des autres plages. A Étretat, à Saint-Valéry, à Veules et aux Dalles la différence essentielle vient de l'absence d'une plaine alluviale. Ce sont des valleuses en puissance.

Après avoir analysé tous les aspects de cette côte, il nous reste à essayer de préciser ce qu'a pu être son recul et quelles sont les possibilités de défense.

(72) A. MARTIN, *o. c.*, p. 8.

IV. — L'ÉVOLUTION RÉCENTE DU LITTORAL LES MOYENS DE DÉFENSE

Il suffit de consulter les Archives des Ponts et Chaussées (Service maritime), de parcourir les livres relatifs au Caux, de parler aux gens du pays ou de suivre le pied des falaises pour en constater le recul actuel. Mais peut-être a-t-on fait de cette côte un pays de légende où les villages disparaissent en quelques siècles, un littoral de villes d'Ys. Car on ne voit que ce qui recule très vite (Sainte-Adresse au XVIII^e siècle, Ault actuellement), et on a tendance à généraliser. Il paraît cependant possible d'évaluer ce recul depuis les temps historiques.

1^o L'attaque du littoral et le recul.

Briquet est certainement l'auteur qui a le mieux accrédité la thèse d'un recul considérable du littoral, au Sud d'Ault, pour justifier ses vues personnelles sur l'accumulation des pouliers en baie de Somme. Il écrit (p. 15) : « la mer était venue recouvrir de ses eaux une aire presque plane, pour une bonne partie ancien fond de mer datant des temps antérieurs... le tracé de ce rivage présentait de larges sinuosités ; au delà du saillant, alors très prononcé que dessinait le plateau de la Haute Normandie, en avant de Dieppe, s'ouvrit, le long du plateau moins élevé de Picardie, un golfe aux contours arrondis. » La carte qu'il a publié (p. 15) précise, au droit de Dieppe, un saillant de l'ordre de 20 km. On ne voit d'ailleurs pas très bien pourquoi Briquet n'a pas poussé son extension plus loin vers le Sud. « L'état inachevé de la plate-forme littorale étalée devant Dieppe et le Tréport (Briquet fait allusion aux ridins), semble de même témoigner que des masses continentales importantes s'étendaient là, primitivement vers le large. »

Toutefois, Briquet, à la fin de son étude, semble être quelque peu revenu sur certaines de ses idées. Il admet (p. 17) « qu'une érosion marine plus ancienne les avait peut-être déjà entaillées, la chose paraissant assez évidente au Blanc-Nez tout au moins ». Plus loin (p. 396) il écrit : « le relèvement flandrien ramenait la mer à peu de choses près aux rivages qu'elle avait baignés lorsque, au

cours de phases antérieures, ce niveau avait été presque le même... la coïncidence approximative n'est cependant que présumée pour les rivages de la Haute Normandie, où le recul continu de la côte a fait disparaître toute trace des états antérieurs ; diverses constatations (lesquelles ?), donnent à croire que ces rivages se plaçaient assez loin encore en avant du rivage actuel » (soit 20 km au Flandrien).

Briquet a présenté un certain nombre d'arguments qui pourraient justifier son point de vue. Nous allons les reprendre les uns après les autres.

A. — *Les arguments en faveur d'un recul considérable.*

Ils sont assez variés, et tout d'abord l'absence de plages anciennes.

— *Les plages anciennes.* La côte de Haute Normandie et de Picardie ne porte la trace d'aucune plage ancienne. Nos recherches dans ce sens n'ont pas abouti, même dans le secteur d'Antifer-Etretat qui a peu reculé et où il y aurait eu le plus de chance de s'en maintenir. Dans la valleeuse de Saint-Martin-aux-Buneaux, nous avons trouvé, sous le limon, de nombreuses coquilles marines, à une trentaine de mètres au-dessus de la mer. Il s'agit vraisemblablement d'un vestige d'occupation humaine, et non d'une plage. Cette lacune peut-elle prouver un recul considérable ? A notre avis, non, car les plages anciennes sont assez rares sur les rivages où elles se sont conservées et il suffit que l'attaque actuelle ait fait reculer la côte de très peu pour en arriver au rivage que nous avons sous les yeux. Il y a mieux. Les côtes anglaises, en général en matériaux très hétérogènes et celles du Calvados, portent la trace évidente de plages suspendues. On ne saurait admettre un recul considérable des plages du Caux sans admettre en même temps un recul des plages de Basse Normandie. Si celles-ci sont restées en place, il est bien évident que celles-là n'ont été reprises par l'érosion que très tardivement.

— *Le recul actuel.* De Lamblardie admettait un recul d'un pied par an (0 m 33 en moyenne).

A Ault, Briquet estime le recul à plus de 50 m depuis le ^{xvii}e siècle, soit 0,25 m par an, et par rapport au cadastre du ^{xix}e siècle (p. 404) de 0,08 à 0,37 m par an. A Dieppe, M. Lamarre va jusqu'à 40 cm de recul par an. Dans son ouvrage sur Fécamp, A. Martin (1893), reprenant les évaluations de Lamblardie et de Lennier, évalue le recul de la falaise à 25 cm par an, et pense qu'en 1000 ans le rivage est passé du niveau de — 1 m des plus basses mers à son tracé actuel. Il juge (tout en se trompant) que ce recul est excessif, « la falaise étant formée de craie très tendre et non protégée par de basses falaises ».

Personnellement, nous ne saurions suivre les différents auteurs quant à ce recul qu'ils admettent identique sur tout le littoral. Il nous semble qu'il a varié et selon les points, et selon les époques. Il suffit de se reporter à quelques faits précis.

Vers le Havre. Au début du ^{xiii}^e siècle, l'Église de Saint-Denys-Chef-de-Caux était à 1.400 m du rivage actuel, sur le Banc de l'Éclat (73). [Reste à savoir si Saint-Denys-Chef-de-Caux se trouvait sur la falaise, ou sur le cordon de galets, dans une position identique à celle de Cayeux. Auquel cas sa disparition ne traduirait pas un recul de la falaise, mais une migration du poulier du Hoc.] Ce qui suppose un recul de deux mètres par an, selon Lamblardie (p. 24). D'après cet auteur, une description du Havre en 1667 indique que depuis son établissement (1517), la pointe de la Hève a été détruite de plus de 200 pas, ainsi qu'une grande jetée qui avait été construite pour arrêter les progrès de la mer et du galet. En 1782, la Hève se détruit d'une toise par an environ (1 m 95). Il concluait à une destruction prochaine du phare et même « dans un temps à la vérité très éloigné, la ville du Havre sera contournée par la mer qui s'ouvrira, entre elle et la côte d'Ingouville, un passage pour se joindre plus directement à la Seine, entre la paroisse de l'Heure et la pointe du Hoc ». C'est d'ailleurs cette modification du tracé de la falaise qui détermina la migration du poulier du Hoc vers Harfleur et ferma l'entrée du port. Le Havre de Grâce est né de ce recul de la falaise.

On peut tout de même apporter certaines réserves. D'une part le banc de l'Éclat est dans l'exact prolongement de la falaise du Nord, dans sa position actuelle, à fort peu de chose près. Comme la position d'Antifer est fixe, on peut admettre qu'en l'an 1000, la situation différait peu de celle d'aujourd'hui. Seule l'extrême pointe a été mangée, celle qui correspondait à la falaise au pied d'argile, sans doute très peu épaisse et sapée, et par la Seine, et par la mer. Nous avons consulté d'anciennes cartes du Pays de Caux : tous les villages actuels y figurent. L'anéantissement de Saint-Denys-Chef-de-Caux est donc une exception. Les annales de la région n'ont gardé le souvenir d'aucun autre village disparu. Il est curieux de constater que tous les événements sensationnels qui se sont produits sur ce littoral (fermeture des estuaires de Dieppe et du Tréport, anéantissement de Saint-Denys) se placent aux environs de l'an 1000. Ultérieurement, rien de semblable n'est relevé par les chroniqueurs. De Lamblardie envisageait un recul très rapide dans les années à venir (350 m jusqu'à nos jours) (74) et une menace perpétuelle sur les épis à construire au Nord du Havre. Il ne semble pas que ces prédictions pessimistes se soient réalisées, et la plage de

(73) Georges LECARPENTIER, *o. c.*, p. 14, 1899.

(74) LENNIER, cité par A. Bigot (1914), donne 1 m de recul par an entre 1834 et 1885.

Sainte-Adresse est assez bien défendue. Pourtant, cette falaise est la plus fragile du littoral, celle qui devait partir le plus vite. J. Renaud (75) signale qu'entre les levés de 1883 et de 1894, à la Hève, il n'y eut absolument aucun changement. Son étude est valable pour la région plus au Nord.

Antifer. En 1894, le levé des falaises du Cap de la Hève au Cap d'Antifer fut complètement refait. Il était intéressant de le comparer au levé de 1834, le seul précis qui ait été réalisé auparavant. C'est ce qu'a fait Renaud. « De l'examen comparatif des deux levés, il résulte que la falaise est très inégalement attaquée par la mer le long de la côte. La partie où le recul est le plus accentué se situe entre la Hève et Octeville, le travail de désagrégation des couches du terrain étant sans doute facilité par l'enlèvement de l'argile qui sert à la fabrication des briques ; l'avancée de la mer depuis 1834 (60 ans), y est en certains points de 70 à 80 m. L'effet d'érosion s'arrête nettement au Nord du parallèle de 40°39'5'', 1/2 mille Nord du parallèle du clocher de Saint-Jouin. A partir de ce point, les deux tracés de la côte en 1834 et 1894, *coincident exactement.* » Aux points les plus menacés, il admet 0,80 m par an et non une toise, et le recul moyen serait seulement de 0 m 40 (0 m 35 selon Lamblardie).

Les relevés que nous avons faits sur les cadastres des communes bordant Antifer confirment pleinement ces vues. L'ancienneté du site d'Étretat ne saurait être contestée. Le groupe du Cap d'Antifer ne recule absolument pas, sinon parfois au sommet, et c'est exceptionnel. Il y a là un point fixe, qui jalonne l'ancien tracé de la falaise, sans doute bien avant l'an 1000. A Bruneval les coulées périglaciaires de la vallée vont sensiblement jusqu'au niveau marin actuel (76). Ce n'est pas un cas exceptionnel. Si l'on admet que cette corrélation est ancienne, là où la côte ne recule pas, il semblerait anormal de supposer ailleurs une simple coïncidence.

Il est plus difficile d'essayer de saisir le recul au Nord d'Antifer car les documents anciens manquent. Les cadastres ne sauraient être utilisés qu'avec prudence. Quand il y a des caps ou des baies, la forme se retrouve aisément. Mais quand la falaise est rectiligne, le sommet a été figuré sans grande précision et il est pratiquement impossible de mesurer le recul, même en tenant compte des parcelles. D'Étretat à Yport, il est probable qu'il y eut assez peu de choses, car Yport est également un point fixe. Il en est de même de la base du Cap Fagnet. Par contre, entre Yport et Fécamp, le recul est plus

(75) J. RENAUD. Cahier 16 des recherches hydrographiques sur le régime des côtes, 1895-1900, 43 pages, p. 5 et 6.

(76) Selon l'abbé COCHET, 1869. *Étretat*, p. 86, « la mer aurait rompu le cordon de galets et submergé la vallée » (on y retrouve des galets) ? C'est peut-être l'accident de l'an 1000.

spectaculaire, dû à la falaise marneuse. La côte est ensuite à peu près rectiligne jusqu'à Saint-Valéry.

Le secteur de *Saint-Valéry—Phare d'Ailly* a dû être plus menacé à certaines époques (77). On peut admettre que les grès tertiaires, au large du Phare et à Sotteville, jalonnent un tracé assez récent. Malgré leur résistance, ils auraient été entamés par la mer. Ils le sont fort peu, ce qui suppose une exposition sur l'estran pas très ancienne. Ils s'étendent à 3 km en mer. Les calculs de Nelle de Bréauté (entre 1801 et 1823) estiment un recul de 13 m à la base et 93 m dans le tertiaire, soit à peu près 0,60 m dans la craie (par an). Passy (*o. c.*) évalue : « d'après ce calcul, à 3.000 ans la date où ces roches étaient sur la falaise » ? Or, 3000 m divisés par 0,6 : 5000 ans, soit l'époque à laquelle Briquet situe la transgression flandrienne. Même ici où ce recul « serait spectaculaire », il ne suppose cependant pas un rivage très éloigné.

D'autres reculs ont été analysés. De 1835 à 1878 (43 ans), l'érosion à la pointe de Mers fut de 30 m, sur la partie la plus saillante (78). « Plus à l'Est elle a été tantôt moindre, tantôt plus forte, au maximum de 35 m. Au bourg d'Ault, on a constaté 30 m de recul en 43 ans : 0,70 m/an. Devant ces falaises, la laisse de basse mer que borde, au large des rochers, une bande sablonneuse, a suivi le mouvement de la côte. La mer a gagné devant le bourg d'Ault près de 200 m. Les lignes de niveau entre 0 et 4 se sont rapprochées du rivage. La ligne de 5 m n'a pas bougé sensiblement, mais jusqu'à cette limite, les fonds se sont abaissés d'environ 1 m. »

On arrive, dans cette région d'Ault-Onival, à un recul spectaculaire et considérable. Lamblardie, en 1782, signale qu'au Bourg d'Ault (p. 28), depuis très peu d'années, des rues entières ont été détruites. Briquet (p. 67) pense que de 1883 à 1895, le recul fut de 10 m. Selon les Documents des Archives Nationales, la mer avançait parfois de 50 m en un siècle. Nous avons comparé, personnellement, le cadastre actuel d'Ault-Onival à celui de 1825 (130 ans de différence). Les étapes du recul sont assez faciles à calculer car il s'agit d'une zone construite et les cotes des rues sont aisées à retrouver. Vers l'Ouest de la plage, où des digues arrêtent le sapement, le recul est de 11-12 m dans la grande Rue, 27-35 m ailleurs. Ce n'est qu'à l'Est qu'on trouve 97,50 m ; ce recul n'est pas imputable à la falaise, mais à la translation du poulie vers la baie de Somme. Ces chiffres ne prouvent donc rien en ce qui concerne la fragilité des falaises de craie. Avant la guerre de 1914, une partie de la station balnéaire était construite sur le galet, y compris le Casino.

(77) Veules avait autrefois un port qui a été détruit et les habitants pêcheurs sont venus peupler à Dieppe un quartier appelé « Le Petit Veules ». LAMBLARDIE, p. 28. Mais ce pouvait être un port sur le galet.

(78) M. G. HÉRAUD. Rapport sur la reconnaissance de la baie de Somme et de ses abords, 1878. *Rech. hydr.*, cahier 10, Paris, 1880, 77 pages.

Des rues entières ont disparu sans qu'il faille y voir le recul de la falaise. Les galets sont seuls en cause, jusqu'à une date récente. Le Boulevard de la Plage, la rue de la Digue sont allés à la mer depuis 1912, soit 40 m de recul, mais ils étaient sur le poulrier. Certes, on ne peut nier l'attaque de la mer. Il s'agit d'un point névralgique, particulièrement fragile et cela ne signifie absolument rien quant à l'évolution de l'ensemble.

Briquet donne d'autres arguments, en particulier l'absence de vallons raccordés au droit de cette côte.

— *les vallons*. Quand Briquet écrivit sa thèse, les études relatives au périglaciaire étaient inexistantes. M. Guilcher (79) a prouvé depuis que sur la côte Nord de la Baie de Douarnenez, de nombreuses vallées empâtées de « head », suspendues au niveau de plages anciennes démontraient un recul très faible depuis le creusement würmien. Sur la côte du Pays de Caux, les vallons de ce type n'existent pas. A côté de grandes vallées raccordées, il y a des valleuses suspendues, mais aussi des vallées sèches, de plain-pied ou presque avec le niveau de la mer actuel, prolongées par un chenal. Les coulées de presle, sur la craie, vont jusqu'au niveau des hautes mers, à Bruneval, à Étretat, à Saint-Martin, aux Petites et aux Grandes Dalles et bien au delà vers le Nord. Comme on ne peut soutenir que ces vallées perpendiculaires au rivage se seraient raccordées à une vallée longitudinale, elle même à la cote 0, il faut bien admettre qu'elles étaient à peu près en place à la fin du Würm et que le recul fut insignifiant. Dans le cas contraire, ces vallées sèches, donc incapables de se raccorder, seraient suspendues.

Enfin, il reste un dernier argument, celui des mouvements de la mer susceptibles de créer les *pouliers* du Hourdel. Briquet (p. 25 et croquis) explique la position des pouliers à Ault par ce mécanisme : le point mort de balancement de la ligne de rivage (limite de l'érosion et de l'accumulation) s'est déplacé de 1 vers 2, puis 3. On conçoit mal ce mouvement. En 1, pourquoi la falaise n'a-t-elle pas été reprise à hauteur d'Onival-Hautebut ? Pourquoi cette accumulation au point 2, et ce départ nouveau en 3. Aucun point de la côte, là où se forment des pouliers actuels, ne porte la trace d'un balancement de ce genre. Pour appuyer sa thèse, il était nécessaire de voir une excroissance du rivage au droit de Dieppe dont les ridins seraient le témoignage. Malheureusement, les ridins ne sont pas des roches, mais des accumulations de coquilles et de gravier. De Lamblardie, au XVIII^e siècle, voyait les choses plus simplement. Il n'a pas cherché à expliquer la migration de la Pointe du Hoc vers Harfleur, par un recul spectaculaire de plus de 20 km. Il s'est contenté de 1.400 m, entre la Hève et le Banc de l'Éclat. Et il nous

(79) A. GUILCHER. Thèse, o. c.

paraît combien plus proche de la vérité. En fait, il est très vraisemblable que la mer, au cours de la transgression flandrienne, n'a fait qu'occuper, à peu de choses près, son rivage monastirien.

B. — *Arguments en faveur d'un recul insignifiant.*

Ils sont de poids.

— *Le tracé de la côte* est l'argument évident en faveur de la fixité. Le Cap d'Antifer n'est pas érodé et ce n'est pas dû à la division du courant Ouest se dirigeant vers le Nord ou le Sud, comme le pense De Lamblardie. On peut circonscrire l'ensemble de la côte par trois droites :

- l'une allant du banc de l'Éclat à Antifer ;
- l'autre d'Étretat à Veulettes ;
- la troisième de Veulettes à la falaise morte d'Hautebut.

Ce n'est que sur ce secteur que l'on trouve des rentrants de la côte pouvant justifier un recul ; malheureusement, c'est l'endroit où il y a le plus de tourbes sous-marines et le plus grand nombre de vallées raccordées, ce qui prouve que le creux est ancien, et au moins pré-würmien. Les rivières sont très modestes et les plaines de niveau de base ont été construites sous d'autres climats. Si le recul avait été très important, ces ruisseaux n'auraient pu que se raccorder en cascade et n'auraient jamais eu la force de recreuser l'ensemble de leur vallée.

— *L'étude des fonds sous-marins* (croquis III et IV) pourrait permettre, *a priori*, de conclure inversement. Les fonds de — 20 m forment une droite, allant de l'extrémité du banc de Seine (25 km à l'Ouest de la Hève), à une distance analogue au droit de Mers, en longeant tout le secteur de côte, de très près, d'Étretat à Saint-Valéry. On pourrait admettre avec certains auteurs que cette courbe représente à peu près la limite inférieure de la plate-forme d'abrasion marine. Quand celle-ci est large (la Hève), le recul a été rapide, au contraire, il a été faible quand les courbes sont très proches des falaises actuelles. Nous n'excluons pas cette hypothèse. Car, de fait, la falaise a reculé plus vite au Sud où la plate-forme est large. Mais qui prouve que ce recul est historique ? En l'an 1100, le village de Saint-Denys-Chef-de-Caux a disparu. Faudrait-il admettre un recul de 25-30 km en 7 000 ans, soit près de 4 m par an dans ce secteur ? Quant à la plate-forme littorale de Dieppe Le Tréport, ses fonds sont essentiellement formés par les ridins (80) : « on sait qu'on donne le nom de ridins à ces amas de sable et de coquilles moulues, dont la direction générale est transversale à celle de la

côte et des courants, et qui sont assez nombreux aux abords de notre côte de la Manche, à l'Est de la pointe d'Ailly. » Ils se déplacent, du reste : « Le Franc Marqué de 400 à 500 m (entre 1835 et 1878), vers le Nord-Est, en conservant sa forme. » Les hauts fonds après Dieppe, sont constitués par des bancs analogues à ceux que l'on trouve plus au Nord vers la Somme et le Pas-de-Calais. Le terme même de plate-forme d'abrasion marine est impropre puisqu'il s'agit d'accumulation. Il ne viendrait pas à l'idée de fixer sur les bassures de la Somme la limite de l'ancien rivage monastirien. Pourquoi le faire pour le Pays de Caux ? Les fonds justifient un recul ; ils ne prouvent pas que ce recul soit récent et surtout historique. Cette hypothèse est confirmée par l'existence de chenaux raccordés avec les vallées actuelles.

— *Les chenaux.* Il n'y a pas trace de chenaux sur les bancs de Seine. C'est assez normal. Au Sud de la Hève, on suit très bien la vallée sous-marine de la rivière, avec son actuelle sédimentation vaseuse. (O. Pratje, *o. c.*, carte). Mais entre la Hève et Antifer, on voit mal quelle grande rivière aurait pu marquer un chenal, à une étape quelconque du recul. Il n'y a pas de valleuses, et cette région prolonge l'anticlinal, non drainé, signalé par M. Pinchemel. Par contre, à partir de la vallée de la Saane et jusqu'à la Somme, la courbe de — 10 puis celle de — 20 m traduisent des indentations à peu près Sud-Ouest-Nord-Est. On peut les raccorder aisément aux zones les plus profondes de la Manche. Il semble bien que la plate-forme d'abrasion monastirienne, qui avait peut-être fait disparaître tout tracé antérieur des rivières, ait été reprise au Würmien par le creusement de ces chenaux, suivant la ligne de plus grande pente, la plus directe entre les estuaires actuels et la mer retirée à — 30-40 m. Cela expliquerait l'angle constaté entre le cours continental des rivières et leur prolongement sous-marin. Dubois (81), sur sa carte, a localisé un certain nombre de gisements de tourbe, toujours dans les chenaux (Ridins de Neuville, au Sud-Ouest de Criel, Ridins du Tréport). Briquet lui-même signale (p. 74) sur l'estran à 260 m d'Ault, un banc de tourbe reposant sur des formations détritiques (sans doute de la presle) d'époque pléistocène ? et semblant appartenir à cette même époque.

Il est évident que toutes les grandes vallées actuellement drainées se sont raccordées, au Würm, sur une plate-forme d'abrasion assez évoluée. Des accumulations de graviers, de galets, de coquilles, donnent actuellement sur cette plate-forme les crêtes orientées des ridins, ridins qui se déplacent lentement vers le Nord-Est. Toute cette partie Nord est à assimiler aux bancs de la Somme (croquis II).

Quant aux vallées actuellement raccordées, mais sèches, elles

(81) DUBOIS. Thèse, *o. c.*, p. 243.

n'ont pu entamer la totalité de l'estran, peut-être par insuffisance d'écoulement. Mais presque toujours, elles sont précédées, sur le galet, d'un chenal. Ce chenal ne peut avoir été tracé à l'époque contemporaine. Il est donc plus ancien, et l'estran, de même, n'est pas d'hier. On pourrait arguer que le recul de la côte a pu faire inonder par la mer une vallée fluviale, dont les dépôts soliflués sont raccordés au niveau actuel. Certes, mais alors, comment expliquer que la vallée, sèche, mais raccordée, d'Épineville, voisine avec la vallée drainée du Dun, modeste ruisseau dont on voit mal comment il aurait pu, actuellement, maintenir sa plaine de remblaiement et non de creusement, dans un secteur où justement la falaise est censée reculer très vite ? Et pourquoi un dépôt de tourbe barrant les deux vallées confluentes ? Les sondages des ports de Dieppe et du Tréport révèlent un chenal profondément enfoncé dans la craie, autant que celui de la Somme, et on conçoit mal comment une rivière moins importante que celle-ci aurait pu creuser, au même niveau, à 20 km de son estuaire. M. Birot a bien voulu nous faire remarquer que la concordance des vallées drainées et du niveau actuel de la mer pouvait très bien se concevoir en admettant un recul considérable des falaises. La mer flandrienne, remontant de profondes rias, aurait déterminé la formation de la plaine de remblaiement actuel, cependant que les falaises reculaient de part et d'autre. De même, les vallées sèches, creusées selon un profil plus accusé, seraient exactement recoupées par le O actuel. Il n'en reste pas moins curieux qu'une telle coïncidence se soit manifestée sur toutes les vallées du Caux et de la Picardie. D'autant que les sondages révèlent, à Dieppe et au Tréport, une concordance parfaite (croquis II) entre le profil de l'estran et le fond des talwegs. Il semble qu'il y ait continuité. Le creusement se serait effectué en fonction d'un estran monastirien (très voisin de l'actuel) le surcreusement dû au recul würmien s'effectuant davantage vers l'aval. Sinon il faudrait admettre que le sapement post-flandrien a judicieusement aplani l'estran au niveau des anciens lits fluviaux, amenant une remarquable juxtaposition des formes d'érosion et d'accumulation. Le fait en soi peut être contesté dans sa valeur de preuve. Sa répétition tout au long du littoral paraît être plus qu'une simple coïncidence.

Personnellement, nous ne nierons pas le recul. Mais il est très irrégulier et peut-être minime à l'époque historique. Les seuls points qui sont réellement attaqués sont les plus fragiles : versants de vallée empâtés de coulées de solifluction, falaises sableuses, falaises très basses de craie et de tertiaire, secteur récemment dénudé de son poulrier et correspondant à un versant de craie pourrie (Ault-Onival).

Les faits constatés permettent de tirer les conclusions suivantes. Au Quaternaire ancien, les différentes pulsations marines ont

amené le sapement de la côte de Haute Normandie, réalisant les surfaces d'abrasion actuelles du banc de Seine et de la vallée de la Somme, la région d'Antifer-Étretat résistant mieux. Au monastirien, les rivages étaient sensiblement les mêmes qu'actuellement, pour un niveau marin plus élevé. La mer avait accumulé des cordons de galets très importants, provenant de la destruction de masses considérables d'argile à silex et de craie à silex. Tantôt ces galets protégeaient la falaise, tantôt ils l'attaquaient. L'ensemble était déjà entraîné vers la baie de Somme (cf. les cordons monastiriens de cette région).

Lors de la glaciation würmienne, la mer abandonna ses galets, puisqu'elle ne pouvait les emmener avec elle. Les rivières creusèrent leurs chenaux au niveau de l'estran et les coulées de solifluction les empâtèrent en grande partie comme le prouvent les sondages.

La remontée flandrienne se fit progressivement, reprenant finalement les galets et les entassant en vastes cordons qui barraient toutes ces vallées. Il est très vraisemblable que des tourbières à arbres se soient développées même sur l'ancien estran. C'est certain pour les chenaux et les basses vallées. La transgression dunkerquienne va reprendre ces cordons et le mouvement de glissement latéral, vers le Havre et vers le Hourdel a pour effet de nettoyer peu à peu le pied de la falaise des dépôts fossiles. Les estuaires, barrés par des pouliers plus hauts que ceux du flandrien, voyaient un second dépôt de tourbe. Aux environs de l'an 1000 se place, semble-t-il, une dernière pulsation un peu plus forte, vraisemblablement accidentelle et comparable au phénomène observé en 1953 sur les rivages hollandais (82). Elle rompt les pouliers et envahit les basses vallées, les transformant en rias où se déposent des galets, des vases estuariennes, et des sables. Elle a probablement débarrassé le pied des falaises de la Hève de son cordon protecteur, amenant la rupture de la levée et la migration plus rapide de la pointe du Hoc. Il lui était plus difficile d'enlever la totalité des galets du secteur Nord, de déraciner le poulier du Hourdel.

La mer au O actuel a permis l'édification des pouliers contemporains, rendant aux vallées leur caractère continental (83). Mais elle poursuivait méthodiquement le déblaiement des galets fossiles, d'où les édifications successives du Hourdel. La mer est répartie à l'attaque de cette ancienne falaise morte, très irrégulièrement du reste, et la notion de recul moyen ne saurait être retenue. L'aspect actuel est le fait de cette érosion, mais le tracé général remonte à une époque plus ancienne. La région d'Onival donne certainement

(82) A. GUILCHER. Les inondations des bords de la mer du Nord. *Revue pour l'étude des calamités*. Genève, t. XIII, n° 30-31, janv. 1952, déc. 1953.

(83) M. DERRUAU. *Précis de géomorphologie*. Masson, 1956, 393 pages. Il est difficile d'admettre avec l'auteur (p. 364) que la falaise de craie a « des vallées principales qui ont eu au contraire la force de se raccorder sans cesse avec le niveau marin à mesure que l'embouchure reculait ». Toutes présentent des profils de remblaiement.

l'image de la falaise morte telle qu'elle était tout au long de la côte, lors de la transgression flandro-dunkerquienne, empâtée de coulée de solifluction et de presle, et barrée par des pouliers de galets. La marche générale de la houle a valu à cette zone une protection tardive. Cette zone « vive » est en fait celle qui a le moins reculé. Mais l'attaque récente porte sur un matériau tellement friable qu'elle est spectaculaire. Il est fort vraisemblable que la mer cherchera à se réinstaller au pied de son ancienne falaise, là où elle abandonna ses cordons monastiriens, vers Hautebut et au delà.

Cette conclusion peut avoir des conséquences pratiques. Si l'on admet un recul considérable de la falaise pendant les derniers millénaires, toute œuvre de défense par l'homme se révélera absurde, car on ne peut rien contre une telle attaque. Si au contraire, la mer ne fait que réoccuper d'anciens rivages, il est possible d'envisager la défense du pied de la falaise, car l'attaque ne sera pas très vive.

2^o La défense de la falaise et des plages.

— *Défense des Ports.* On ne s'est guère préoccupé dans le passé d'empêcher la destruction des falaises du Caux. Elle n'affecte guère que les terroirs agricoles et même en admettant 0 m 30 de recul par an, cela fait, pour une vie moyenne de 60 ans, 18 m, ce qui n'est pas très considérable. Au XVIII^e siècle et auparavant, ce n'est pas tant contre cette destruction que contre la marche des galets qu'on s'est dressé. Les galets, poussant les rivières contre la falaise Est, fermaient parfois totalement la vallée, en provoquant des inondations, et bouchaient les ports (84). De Lamblardie a étudié dans son mémoire les divers moyens employés pour lutter contre les galets.

Les jetées. Alors que le môle abrite des vents dominants, les jetées sont destinées à assurer la communication d'un port jusqu'à la pleine mer. « On a fait un grand abus de jetées, en les prolongeant vers la mer pour arrêter le galet... le galet viendra donc toujours, affaire du temps, et dépassera les jetées quelle que soit leur longueur. » Il semble qu'il se soit trompé. L'allongement des jetées de Dieppe a arrêté le galet qui n'y passe que rarement et sans doute par gros temps, « une mer agitée tenant en suspension le galet moyen » (85). Il existe un rapport entre l'épaisseur du cordon de galet d'une part, la longueur et la hauteur de la jetée d'autre part. Mais ce cordon peut ne pas être très long à l'Ouest de la jetée, c'est le cas à Dieppe ; ou bien une jetée n'empêche nullement la formation d'un cordon,

(84) LAMBLARDIE, *o. c.*, p. 28-29, 30.

(85) M. LAMARRE, I.P.C., Dieppe. *Travaux de défense des plages*, 8 pages dact.

plus loin vers l'Est (cordon de la Yères à Criel). La création de jetées ne saurait donc être employée pour la protection du pied des falaises par un cordon artificiel. La mer en réalise, stoppés sur un éboulis important, mais ce ne sont pas des formations permanentes.

Les épis. Ce sont des digues de moindre dimension, construites en bois dans le passé. Selon De Lamblardie : « des défenses également inutiles, et perdues, avec un inconvénient de plus encore que les jetées, car ils amènent une érosion considérable à l'aval », fait que l'on peut constater partout sur la côte. Le seul moyen de lutter contre le galet (on ne peut l'enlever totalement à bras d'homme à marée basse) reste l'écluse de chasse. Les ports normands furent aménagés dans ce sens. Mais actuellement, on n'a plus besoin de ces écluses, à Dieppe par exemple, et le chenal est toujours accessible. Il n'en est pas de même à Saint-Valéry et au Tréport où, maladroitement, les jetées ont été fixées à l'Ouest, alors que le mouvement naturel de la mer et des galets l'imposait à l'Est (86). Il faut y voir très certainement les causes du déclin de ces deux ports.

Quant aux falaises, pouvait-on les empêcher de se détruire ? Selon Lamblardie, ce n'était pas possible : « la chose n'est pas physiquement impossible ; un mur de revêtement ou tout autre ouvrage construit le long de la falaise, qui empêcherait l'action des vagues d'en frapper le pied s'opposerait incontestablement à leur destruction, et par conséquent à la formation du galet, mais on sent que ce projet n'est pas proposable pour la dépense qu'il serait dans le cas d'occasionner, soit pour son exécution, soit pour son entretien. »

Le problème de défense des ports ayant été pratiquement résolu au XIX^e siècle, c'est celui des plages qui s'est ensuite posé. Il n'a pas été résolu de façon satisfaisante.

— *Défense des plages.* M. Lamarre a très bien étudié la question dans un mémoire qu'il nous a communiqué à Dieppe en 1955. Il considère deux sortes de plages :

- les nouvelles plages [ex. Saint-Aubin-sur-Mer (1930)], défendue par un perré) ;
- les anciennes plages [ex. Veules-les-Roses (1900)], où les perrés ont été remplacés par les digues ou murs de défense, « ouvrages qui peuvent garder leur stabilité en cas de dépiètement ». On peut considérer en fait une troisième catégorie : les plages naturelles où les ouvrages de défense sont réduits au strict minimum.

Les plages naturelles. Il s'agit d'un cordon de galets au fond

(86) A la fin de son rapport destiné à la construction d'un Port du Roi, pour abriter en tout temps les bateaux de course, de Lamblardie préconisait, avec juste raison, Étretat. C'eût été dommage pour le site.

d'une baie située entre deux pointes assez avancées, dans des conditions de houle favorables. La mer tend à l'accumulation. Elle peut remanier le galet, non l'emporter. La falaise est une protection naturelle.

Criel Plage. A part l'épi buse et l'épi oriental, il y a peu de travaux et le galet est important. La plage étant encore assez peu fréquentée, la municipalité n'a pas réclamé de perré ou de jetée, destinés davantage à la promenade des estivants qu'à la défense contre la mer.

Etretat est du même type, mais pour les besoins touristiques, elle a été aménagée avec promenade au-dessus du cordon de galet. Le galet ne peut guère partir de lui-même. Le perré en maçonnerie, construit en 1830, est encore en place. Il n'y a aucun recul et l'attaque de la mer ne s'y manifeste pas.

Yport. Bien protégé par la pointe de l'Ouest, Yport est très stable. Ces trois plages naturelles prouvent au moins que l'attaque n'est pas généralisée.

Les plages nouvelles. Le mouvement des galets ne s'y fait plus aussi naturellement que sur les précédentes. Si on laissait faire la mer, elle construirait un poulrier, certes, mais en retrait, et auparavant, elle emporterait la route et les maisons qui y sont construites, par suite du sapement de la falaise à l'Ouest de la plage. Pourtant, le mal n'est pas irréparable et il faut provoquer l'amoncellement des galets sur l'estran, au-devant de la position qu'il prendrait naturellement. On opère par la construction d'épis. L'épi le plus important est situé à l'Est, en général accroché à la falaise ; il a 70 à 80 m de longueur. Au delà de cette dimension, l'extrémité aval de l'épi ne stabiliserait qu'une plage de sable. Cet épi doit être extrêmement résistant, car, à l'Est, il n'y a pour ainsi dire jamais de galets, et les tempêtes d'Est sont extrêmement violentes. La construction doit avoir des fondations profondes. M. Lamarre souligne la rapidité avec laquelle la mer peut déchausser le pied Est de l'épi : elle peut enlever un mètre en quelques années (en octobre 1949, le plan de craie à l'Est de l'épi oriental de la plage de Pourville fut abaissé de 0 m 50 en moyenne, en un mois). Normalement, on doit construire ensuite les épis en allant vers l'Ouest (40 à 60 mètres de longueur, les chambres ayant de 70 à 120 m), afin de permettre au galet de s'amasser à l'Ouest de chaque épi.

Mais les épis sont une protection insuffisante ; si la mer vide les chambres au cours d'une tempête, elle s'attaque à la route. D'où construction d'un perré, ouvrage longitudinal, moins résistant qu'une digue, parce que l'état d'équilibre du littoral permet encore la protection du pied par le galet. Le perré ne saurait être construit avant les épis. Il en est le complément. Seul, il ne peut résister.

De ce type sont les plages de : *Veulettes* (Photo 51) et *Saint-Aubin-sur-Mer*. Depuis 1930, l'ouvrage longitudinal est un perré. C'est le cas de presque toutes les plages situées sur les cordons de galets, au débouché des grandes vallées. Mais irrémédiablement, la mer déborde les ouvrages par l'Ouest, voire par l'Est de la falaise. Elle le fait d'autant plus aisément que les ouvrages de défense sont enracinés très près du fond de vallée, sur les dépôts de pente meubles ou sur la presle. La menace est particulièrement nette à Quiberville (Photo 52). On a alors des plages anciennes.

Les plages anciennes. Pour M. Lamarre, l'exemple type est Veules-les-Roses (1900). En réalité, ces plages sont les plus anciennement fréquentées de la côte. Le recul des autres n'intéressait personne, sinon les cultivateurs. Toutefois ces plages, les plus menacées, sont en général les moins longues, situées au débouché de vallées sèches, remplies jusqu'à la base de coulées de solifluction ou d'argile à silex. Elles ne sont guère qu'un morceau de falaise et de falaise friable, ce qui explique les ravages. Veules, les Petites et les Grandes Dalles, Mesnil Val, Ault ont dû être défendues par des digues très hautes, parfois en saillie sur le front de mer et qui sont de véritables morceaux de « mur de l'Atlantique » (Photo 53). Or, tous les frais engagés risquent de ne servir à rien : on protège la plage, on ne protège pas la falaise. Celle-ci est d'autant plus attaquée et un jour ou l'autre, quand la digue sera sapée, il faudra reculer un peu plus vers l'intérieur.

Peut-on faire autre chose, peut-on défendre efficacement la falaise, au pied, par une digue ? Ce procédé n'a pas été utilisé en France, sur ce littoral. M. de Rouville (87), dans un article récent, estime que les ouvrages longitudinaux sont soumis à un dépiètement considérable. Pourtant, en Angleterre, c'est une pratique courante. Cela dépend peut-être du régime de la houle.

— *Défense de la falaise.* Puisque la mer attaque la falaise, c'est elle qu'il faut défendre. Les Anglais l'ont très bien compris. Il est vrai que les intérêts en jeu étaient plus considérables que ceux des modestes plages du Pays de Caux. Bien que proches de Paris, ces plages sont trop septentrionales aux yeux des Français, trop venteuses et mal exposées, alors qu'en Angleterre, les plages des côtes crayeuses et tertiaires (sauf Margate) font figure de côte d'Azur. Mais le Français n'en est pas moins surpris de découvrir sur des kilomètres et des kilomètres, au pied des falaises de craie tendre de Margate à Ramsgate (Photo 54), le long des cordons de galets de Hastings, au-dessus des polders, à la base des falaises marneuses de Folkestone, d'immenses digues au profil et à la construction

(87) ROUVILLE (A. de). La protection des côtes contre la mer. Extrait de *Travaux* 1956, 11 pages.

remarquablement étudiés, et qui défient depuis des décades l'action de sapement de la mer. Certes, toute la côte du Pays de Caux ne saurait être défendue par un ouvrage de ce genre. Il est des points qui s'en passent : Etretat, Antifer et le Sud. Mais la région du Phare d'Ailly et la falaise d'Ault-Onival méritent mieux que la construction d'ouvrages provisoires et éphémères. L'attaque n'est pas tellement vigoureuse, quand la roche est saine et homogène, que le problème ne mérite d'être posé.

*
* *

La côte à falaise du Caux et de Picardie représente non pas le terme, mais un moment d'une évolution qui ne saurait être un cycle. Finalement la mer aura raison de la terre, mais il faudra combien de générations avant que soient anéanties les œuvres humaines. 10.000 ans pour un recul de 3 km, mais 300 km en 1 million d'années. Le rapport des forces en présence se conçoit mieux à l'échelle des temps géologiques.

Dans la craie, l'érosion marine reste supérieure à l'érosion continentale, d'autant que celle-ci est assez modérée sous nos climats. Les processus mêmes de cette érosion n'obéissent pas à des lois constantes. Dans le cadre de la Manche, les eaux flamandaises ont réoccupé les positions qu'elles avaient au Monastirien (plages anciennes de Basse Normandie, Blanc-Nez, Baie de Somme, Bretagne et Cotentin). Pendant combien de temps la mer pré-würmienne avait-elle battu de ses flots les falaises crayeuses ? Pourquoi la Manche actuelle ne s'est-elle pas contentée des estrans antérieurs, sur cette partie du littoral, alors qu'ailleurs elle n'a pas encore retrouvé ses anciennes positions ?

Cela tient moins au niveau marin, et à la nature des matériaux, qu'à la modification du régime des eaux. Les vents dominants, les fonds influent sur la course de la houle et sur la direction de l'attaque et de la dérive. Les vents ont subi des modifications ; la course maximum également, d'où déplacement des ridins. Ces hauts-fonds, à leur tour, modifient la propagation de la houle.

L'action de la mer est donc complexe et susceptible de s'adapter sans cesse à des conditions nouvelles. Ces faits expliquent l'irrégularité de l'attaque, portée tantôt sur un point, tantôt sur un autre. Sur la côte du Caux, il est évident que certains secteurs évoluent peu. La mer semble tourner les difficultés. Elle vient à bout des zones les plus résistantes en sapant d'abord les régions fragiles. C'est un travail de longue haleine.

Une étude très précise des éléments en présence, de leur évolution, devrait permettre, localement, de déterminer la nature des défenses à opposer à l'avancée marine,

BIBLIOGRAPHIE

I. — CARTES MARINES. GRAVURES. PLANS. SONDAGES. DONNÉES MÉTÉOROLOGIQUES.

Bibliothèque Nationale. Portefeuille 36 (De la Somme au Havre).

- Costes depuis Caux. Harfleur, 1666.
- Carte topographique des Costes de Normandie et partie de Picardie (Étretat - Cayeux), par le Chevalier de Clerville, sans date.
- Carte de Monsieur le Vicomte de la Courdre de la Bretonnière. De Mers à Ault. Les 7 vallées, 1779.
- Le Tréport, 1783.
- Plans de Dieppe, 1699, 1723, 1725, 1786.
- Fécamp, 1702, par Magin.
- Carte des environs du Havre, 1696, par M. de Brilly.

Cartes.

- Recueil des cartes, plans, descriptions et estah des Capitaineries de la Coste de Haute et Basse Normandie, suivant la visite et les procès-verbaux faits par M. de Monmort, Intendant de la Marine, 1656.
- Carte de Cassini.

Cartes marines.

- Côte Nord de France. Ouistreham à Dieppe. Cours de la Seine du Havre à Rouen, 1904-1955, 1 /116.320, G. 5.206.
- De la Pointe de Barfleur au Cap de la Hève. Baie de Seine, 1833-34, 1955. 1 /116.780. ST. 944.
- Dives - Saint-Valéry-en-Caux - Embouchure de la Seine, 1834, 184, 1, n° 945.
- Fécamp - Pointe de Saint-Quentin, 1834-1841, n° 946.
- Le Tréport, 1936-37, 1 /15.000, 5928.
- Abords de Dieppe, 1937, 1 /15.000, 5927.
- Cap d'Antifer à Conteville, 1834, corrigée en 1955, 1 /44.390, M 931.
- Entrée de la Dives au Cap d'Antifer, 1894, 1948, 1 /44.580, G. 4937.
- Saint-Pierre-en-Port à la Pointe d'Ailly, 1834, corrigée en 1870, 1955, 1 /44.240, n° 933.
- Pointe d'Ailly - Le Tréport, 1834-35, corrigée en 1956, 1 /44.160, n° 934.
- Baie de Somme et ses abords. Tréport - Berck, 1878, 1955, 1 /43.870, G. 3800.

Cartes topographiques et géologiques.

- 1 /80.000. Abbeville N.-E. - S.-E. - S.-O. Neufchâtel S.-O. - N.-O.
Saint-Valéry S.-E. Yvetot N.-E., -N.-O. - S.-O. - S. E.
Le Havre - Yvetot. S.-O.
et cartes géologiques correspondantes.
- 1/200.000. Abbeville.
- Carte géologique. Lille, 1 /320.000.
— de France, 1 /1.000.000.

Cadastres.

- Ault - Onival, 1825-1955 Cauville, 1827-1934.
- Octeville, 1826-1934. St-Jouin-Bruneval, 1809-1934.
- Yport - Criel - Bénouville - Le Tréport - Fécamp - Dieppe.

Gravures.

- 1590. Biblio. Dieppe. Le vieux Dieppe et la bataille d'Arques.
- Siège de Dieppe par le Duc de Mayenne, fin du xvi^e, début du xvii^e siècle,
- Plan de Dieppe au xiv^e siècle (cartulaire de 1396, composé par Guil. Tieullier, receveur de l'Arch. de Rouen à la Vicomté de Dieppe).

Instructions nautiques. Service hydrographique de la Marine.

- Série C 11. Manche - Océan Atlantique - Est. France, côtes Nord et Ouest. Paris. Imprimerie Nationale, 1948, 706 pages.

Météorologie Nationale.

- Fréquence des observations de vent effectuées à 6,12 et 18 h. T. U.
Le Havre - La Hève, 1946 à 1950.
Sémaphore de Dieppe, 1946 à 1950.

Note sur la défense de la plage de Saint-Aubin, 1885/86 ; 1925/34 ; 1948 /55.
(Ponts et Chaussées).

Photographies aériennes.

- Mission Dieppe - Amiens, 1952.
- » Étretat - Poix, 1952.
- » Montivilliers - Yvetot, 1947.
- » Eu - Doullens.

Plan de distribution d'eau. Yport, 1909, 1 /2000.

Plans du Port de Dieppe : 1800, 1874, 1908, 1954 (sans échelle donnée).
1954. 1 /2000. État des sondages.

Recherches hydrographiques sur le régime des côtes, en particulier cahiers :

XII, XVI, XXI = Dieppe.

XII, XV = Fécamp.

III, X, XII = Le Tréport.

XII = Saint-Valéry.

XIII = Yport.

Sondages.

- Dieppe : n°

1 à 30,	exécutés en 1880.
31 à 52	— 1892, 1893, 1899, 1910, 1911, 1930, 1931.
53 à 80	— 1946, 1947 et 1949.
81 à 100	— 1950, 1951.

 (Archives des Ponts et Chaussées de Dieppe).
- Fécamp.

1945,	écluse Bérigny.
1945 /46,	par Fortin (1 à 19).
1951,	passé Bérigny et Bassin Bérigny (10 sondages).

 (Archives des Ponts et Chaussées de Fécamp.)
- Phare d'Ailly, juin 1947, 1 sondage (Ponts et Chaussées de Dieppe).
- Quiberville - Sainte-Marguerite, 1955, 2 sondages (Ponts et Chaussées de Dieppe.)
- Le Tréport.

mai 1920 :	5 sondages.
oct. 1950 :	4 sondages.

 (Ponts et Chaussées du Tréport.)

II. — OUVRAGES.

1. ALEXANDRE M. *Notice sur le port de Dieppe*, 1894.
Chapitre I (pag.1-23), dactylo. Arch. P. et Ch. de Dieppe.
Chapitre II. Le port de Dieppe, des origines au xv^e siècle, 41 p.
2. ASSELINE David. *Les Antiquitez et Chroniques de la ville de Dieppe*, 1682, publié par Michel Hardy, Guérillon et l'abbé Sauvage, Dieppe, 1874. 2 tomes, 395 p.
3. BAULIG H. La morphologie littorale et sous-marine de M. André Guilcher. *A. G.*, n° 341, LXIV^e année, janv.-fév. 1955, p. 1-16.
4. BERTHOIS L. Méthode d'étude des galets. Application à l'étude de l'évolution des galets marins actuels. *Rev. de Géom. Dyn.*, 1^{re} année, n° 5, 1950, p. 199-225.
5. BIGOT Alexandre. *Le littoral de la Normandie*. Conférence au Congrès de l'As. Fr. pour l'avancement des Sciences, 1914, Le Havre, 11 p.
6. BIGOT Alexandre. *La Basse Normandie*. Esquisse géologique et morphologique. Caen, 1942, 123 p.
7. BILLY Gérard. *Contribution à l'étude des phénomènes de transport et d'érosion sur les côtes de la Manche, entre l'estuaire de la Seine et la Baie de la Somme* (communication faite en l'Hôtel de l'Académie de Marine, le 10 oct. 1952), Paris, 23 p.
8. BIROT P. Un ouvrage sur la morphologie des côtes du globe. *A. G.*, n° 333. LXII^e année, sept.-oct. 1953, p. 364 (à propos du livre de H. VALENTIN : *Die Küsten der Erde*. Petermanns Mitteilungen. Gotha, 1952).
9. BIROT P. *Essai sur quelques problèmes de morphologie générale*. Lisbonne, 1949, 176 p.
10. BOUILLET G. et CAILLEUX A. L'indice d'émoussé des silex. *C. R. Soc. Géol. de France*, 10 mai 1948, p. 165-167, 1947, p. 250-252, 1949, p. 34-36.
11. BOURCART J. *Géographie du fond des mers*. Paris, Payot, 1949, 307 p.
12. BOURCART J. *Les frontières de l'Océan*, Paris, A. Michel, 1952, 319 p.
13. BOURCART J. Essai de classification raisonnée des matériaux meubles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1941, p. 117-153.
14. BRIQUET Abel. *Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique*. Th. Lettres, Paris, 1930, 439 p.
15. BURNABY T. P. The tubular chalk stacks of Sheringham. *Proc. Géol. Ass. T.*, 61, 1950, p. 226-241.
16. CAROZZI Albert. *Péirographie des roches sédimentaires*, 1953, Lausanne, Libr. de l'Université, 250 p.
17. CATHENOT (Mission). Etude des ridins de Dieppe, 1936-37. *Compte rendu aux Arch. des Ponts et Chaussées de Dieppe*.
18. CAYEUX L. *Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses* (Mémoire carte géologique) Paris, 1929.
19. CAYEUX L. *Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées*. Paris, Masson, 1935.
20. CAYEUX L. *Causes anciennes et causes actuelles en géologie*. Paris, Masson, 1941.
21. CHATWIN C. P. *The Hampshire Basin and a Joining Areas* (2^e édit.). Brit. Regional Geology (Depart. of scient. and ind. Research), Londres, 1948, p. 1-98.

22. CHOLLEY André. Observations morphologiques sur la vallée de la Basse-Seine. *Bull. Ass. Géo. Franç.*, n° 259-260, mai-juin 1956, p. 109-113.
23. CHOLLEY André et FIRMIN. Conditions tectoniques du tracé de la Basse-Seine. Extr. *C. R. Séances de l'Ac. des Sc.*, Séance du 25 juin 1945, t. 220, p. 921-923.
24. COGHET (Abbé). *La Seine-Inférieure, historique et archéologique*, 1^{re} partie, Paris, 1862, 548 p.
25. COGHET (Abbé). *Étretat*, 1869, 166 p.
26. COQUIDE Eug. *Côtes et Plages de France*. Paris, sans date, 311 p.
27. CORBEL J. Les lapiatz marins. *Rev. Géo. de Lyon*, 1952, vol. XXVII, n° 54, p. 379-380.
28. DALLERY Francis. *Sur la côte d'opale. Les rivages de la Somme. Autrefois, aujourd'hui, demain*, 1 vol., Paris, Picard, 1955, 117 fig., 2 cartes, 305 p. (Mémoires de la Société d'émulation historique et littéraire d'Abbeville).
29. DANGEARD L. *Observation de géologie sous-marine et d'océanographie relatives à la Manche*, Th. Sc., Paris, 1929, 295 p. et tableaux.
30. DANGEARD L. La géologie de la Manche. *Revue Générale des Sciences*, 1925, p. 237-238.
31. DANGEARD L. *Géologie régionale de la France*, t. VII. La Normandie, Paris, 1951.
32. DERRUAU Max. *Précis de géomorphologie*. Masson, 1956, 393 p.
33. DEWET Henry. *South-West England*. Londres, 1948, 72 p.
34. DUBOIS Georges. *Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France*. Th. Sc. Lille, 1924. (Extr. des Mém. de la Soc. Géol. du Nord, t. VIII, mém. n° 1, 355 p., fig., cartes.)
35. DUBOIS Georges. Un tableau de l'Europe flandrienne. *Soc. Géol. de France*. Livre jubilaire, 1930, p. 263-271.
36. EDMUNDS F. H. *The Wealden District*, 2^e édit., 1948, Géol. Surv., p. 1-93.
37. FERRONNIÈRE G. Ce qu'un géologue peut lire sur une carte marine. *Bull. soc. Géol. et min. de Bretagne*, t. III, 1922, p. 287.
38. *Geology of the Country around Weymouth, Swanage, Corfe and Lulworth*, 1947, 386 p.
39. GIRARD J. *Les côtes de France, leurs transformations séculaires.*, Paris, 1881.
40. GIRARD J. *Les rivages de la France*, Paris, 1885.
41. GIRARD J. *Les falaises de la Manche*, Paris, 1907.
42. GUILCHER André. *Le relief de la Bretagne méridionale*. Th. Let., Paris, 1948. La Roche-sur-Yon.
43. GUILCHER André. *Morphologie littorale et sous-marine*. Orbis. P.U.F., Paris, 1954, 213 p.
44. GUILCHER A. Essai sur la zonation et la distribution des formes littorales de dissolution du calcaire. *A. G.* n° 331, LXII^e année, mai-juin 1953, p. 161-179.
45. GUILCHER A. La formation de la Mer du Nord, du Pas-de-Calais et des plaines maritimes environnantes. *Rev. Géo. de Lyon*, vol. XXVI, 1951, n° 3, p. 311-330.
46. GUILCHER A. La mer fait reculer les côtes. *Rev. Atomes*, n° 66, 1951.
47. GUILCHER A. Les inondations des bords de la Mer du Nord. *Revue pour l'étude des calamités*, t. XIII, n°s 30-31, janv. 1952-déc. 1953, p. 1-19. Genève.
48. GUILCHER A. et DIVILLE W. *Bretagne et Normandie*. Paris, P.U.F., 1951, 230 p.
49. GUILLAUME L. Dépôts monastériens et flandriens de St-Côme-de-Fresné et Asnelles-Belle-Plage (Calvados). Extr. *C. R. Soc. Géol. Fr.*, n° 9, 2 mai 1932, p. 119-121.
50. GUILLAUME L. Observation sur les dépôts quaternaires de St-Côme-de-Fresné et Asnelles-Belle-Plage. Extr. *Bull. Soc. Lin. de Normandie*, 8^e série, t. VIII, Caen, 1935, p. 63-71.
51. GUILLIEN Yves. Cryopédologie ? Périglaciaire ? *A. G.*, n° 318, LX^e année, janv.-févr. 1951, p. 52-54.
52. HÉRAUD M. G. *Rapport sur la reconnaissance de la Baie de Somme et de ses abords*, en 1878. (Rech. Hydr. Régime des côtes. Cah. 10). Paris, 1880, 77 p.
53. HILL M. N. et KING W.B.R. Seismic prospecting in the english Channel and its geological Interpretation. *Qu. J.G.S.*, n° 433, vol. CIX, part. I, 23 nov. 1953, 19 p.
54. HOUDRY M. *Des sources au bord de la mer.* (Recueil des publications de la Soc. Havr. d'études diverses), 1^{er} trimestre 1900.
55. HOULLIER P. Observations faites à Ault-Onival sur un banc de tourbe sous-marine. *Bull. Soc. lin. du Nord de la France*, 1927, p. 14-16.
56. HOULLIER P. Renseignements sur l'ancien port d'Ault. *Bull. Soc. lin. du N. de la France*, 1927, p. 17-18.
57. HURE (Mlle A.). Des effets des vagues sur les silex des rivages. *Bull. Soc. préh. de France*, t. XXII, n° 3, 1925, p. 130-132.
58. JOHNSON D. W. *Shore Processes and shoreline Development*. Boston, 1919, 584 p.
59. JOHNSON D. W. *The New-England Acadian Shoreline*. New York, 1925, 608 p.
60. KING W. B. R. The Geology of the Eastern part of the English Channel. *Q. J.G.S.*, t. 104 part. 3, 1948, p. 327-328, 1 pl., carte, 1 fig. coupe.

61. KING. W. B. R. Floor of the English Chanel. *Geol. Mag.*, LXXXVII, 1950, p. 383-84.
62. KING W. B. R. The geological History of the English Channel. *Q.J.G.S.*, n° 437, vol. CX, part. 1, 29 sept. 1954, p. 77-101.
63. LACOMBE H. Les marées de la Manche. *Bull. Inst. Oc. de Monaco*, n° 989, 30 mars 1951, 24 p.
64. LACOMBE H. Méthode de tracé direct des orthogonales de houle à partir de la formule finie de propagation. *Bulletin du C.O.E.C.*, t. V, n° 2, février 1953, p. 80-98.
65. LAMARE (Ing. P. et Ch. Dieppe, Service maritime). *Travaux de défense des plages*. 8 p. dactylo. Arch. P. et Ch. Dieppe.
66. LAMARE (Ing. P. et Ch. Dieppe, Service maritime). Étude sur la marche des galets, 1932-1933. *Arch. P. et Ch. Dieppe*.
67. LAMARE (Ing. P. et Ch. Dieppe, Service maritime). Note du 22 juin 1932. 5 sondages au large de Dieppe. *Idem*.
68. LAMBLARDIE (M. de). *Mémoire sur les côtes de la Haute Normandie (Seine - Somme)*, 1782, réimprimé en 1884. Rouen, 36 p.
69. LEBEAU (Ing. P. et Ch., Fécamp). *Travaux de défense contre la mer* (déc. 1953). Du Cap d'Antifer à Port-Sucelle.
70. LECARPENTIER Georges. Le Pays de Caux. Étude géographique D.E.S. Paris, 1899.
71. LELOUTRE Dr. *Saint-Valéry-en-Caux*. Ed. Duruy, 1895, 348 p.
72. LEMÉE G. Contribution à la connaissance de la transgression flandrienne dans la Basse vallée de l'Orne. *Rev. Géom. Dyn.*, n° 2, 1951, p. 75-80.
73. LISBERT L. L'éboulement des falaises de la Hève. *La Nature*, 20 janv. 1906.
74. MARTEL E. A. *Nouveau traité des eaux souterraines* Paris, 1921, p. 334 et sq.
75. MARTIN A. *Histoire de Fécamp*, 1893. Durand et Fils, 286 p.
76. MINIKIN R. R. L'érosion des côtes. Extr. de *Dock and Harbour Authority*, n° 352 à 358, vol. XXX, traduit par M. de Lestapis, Serv. Central Hydr. Sect. Études et documentation n° 429, févr. 1950, 118 p.
77. MUSSET René. La côte du Pays de Caux. *Annales de Normandie*, avril 1951, p. 110-117.
78. PASSY Antoine. *Description géologique du Département de la Seine-Inférieure*. Rouen, 1832, 371 p., 1 carte et 1 atlas.
79. PETRY M. P. Le Port de Dieppe. *Science et Industrie*, n° hors série, 1933 (Les Ports maritimes français), p. 76-81.
80. PINCHEMEL Philippe. *Les plaines de craie du Nord-Ouest du Bassin Parisien et du Sud-Est du Bassin de Londres et leurs bordures*. Th. Lettres, Paris, Colin, 1954, 502 p.
81. PRATJE Otto. Die Bodenbedeckung der Englischen Kanals und die maximalen Gezeitenstromgeschwindigkeiten. *Deutsche Hydrographische Zeitsch.* Bund 3. Heft. 3-4, 1950, p. 201-205.
82. RENAUD J. *Rech. Hydr. Régime des côtes*. Cahier 16, 1895-1900, 43 p.
83. RENAUD M. *Le Port de Fécamp* (Ports maritimes de France). Paris, Impr. Nat., 1906, 107 p.
84. ROUCH J. L'amplitude de la marée sur les côtes de France. *A. G.*, XXXV, 1926, p. 80-82.
85. ROUVILLE (A. de). *Le régime des côtes. Eléments hydrographiques des accès des ports*. Paris, Dunod, 1946, 644 p.
86. ROUVILLE (A. de). La protection des côtes contre la mer. Extrait de *Travaux*, 1956, 11 p.
87. SPARKS B. W. Érosion surfaces around Dieppe. *Proc. Geol. Ass.*, t. 64, 1953, p. 105-117.
88. SPARKS B. W. The denudation chronology of the dip slope of the South Downs. *Pr. Geol. Ass.*, t. 60, 1949, part. 3, p. 165-215.
89. STEERS J. A. *The coastline of England and Wales*. Cambridge. University Press, 1946, 644 p.
90. TASSIN. *Plans et profils de toutes les principales villes et lieux de France*, 1634.
91. TERS (M^{me} M.). Action morphologique des phénomènes périglaciaires dans la région littorale vendéenne. *B.A.G.F.*, n° 232-233, mars-avril 1953, p. 78-85.
92. TOUSSAINT-DUPLESSIS. *Description géographique et historique de la Haute-Normandie*, 1^{re} partie. Le Pais de Caux, Paris, 1740.
93. TRICART J. L'évolution morphologique du littoral des Bas-Champs picards. *Rev. Géom. Dyn.*, n° 2, 1951, p. 49-65.
94. TRICART J. *La Partie Orientale du Bassin de Paris. Étude morphologique*, t. I. La genèse du Bassin. Paris, S.E.D.E.S., 1950, 210 p.
95. TROMBE Félix. *Traité de spéléologie*. Payot, 1952, 376 p.
96. VARIGNY (H. de). L'érosion de la falaise crétacée française sur la Manche. *C. R. Ac. des Sciences*, 1916, p. 227.

97. VASSELIN Ch. *Précis de l'histoire de Dieppe*. Dieppe, 1904, 82 pages.
98. VITET L. *Histoire de Dieppe*, 1844, Plon, 460 p.
99. VOLMAT J. Les érosions du littoral du Calvados et les atterrissements de l'estuaire de la Seine, 1925 (Extr. du 22^e Cah. des *Rech. Hydr. sur le régime des côtes*). Paris, Imp. Nat., 1929.
-

Le Gérant : J. ROBERT.

Poitiers. — S.F.I.L. et Imp. Marc TEXIER réunies.

PLANCHE I

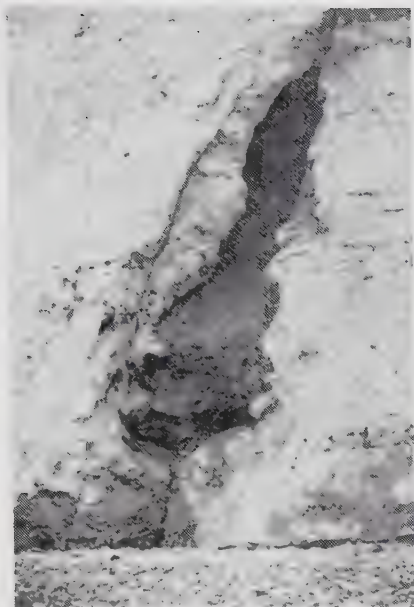


PHOTO 1. — Des Petites Dalles à Veulettes. Grande poche karstique, 15 m de haut, encore remblayée à la base, exceptionnellement vidée par gravité à sa partie supérieure.



PHOTO 2. — De Veulettes à Port-Sucelle. Deux poches karstiques superposées. La partie inférieure est vidée par l'érosion marine.



PHOTO 3. — Entre Dieppe et la Scie. Diaclase en X sur tout le front de la falaise. Karst à la base. Ruissellement torrentiel avec formation d'entonnoir au sommet.

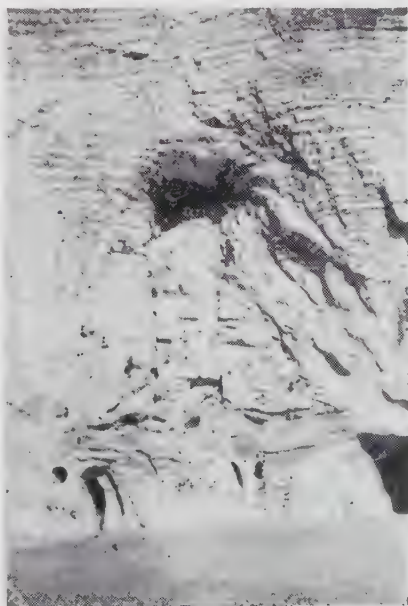


PHOTO 4. — Étretat-Antifer. Sur le front de la falaise, zone de craie diaclasée. Arche en puissance. Au sommet, les couches de silex ne sont pas perturbées.



PHOTO 5. — Saint-Valéry, Port-Sucelle. Disposition anticlinale et synclinale des lits de silex. Cordon de galets. L'estran présente des « crêts » et des « combes ».



PHOTO 6. — Saint-Valéry, Venles. Éboulis par pans entiers, à partir du secteur en porte à faux sur l'aucoche. Ce phénomène est assez rarement visible.



PHOTO 7. — Port-Sucelle. Grès tertiaires sur l'estran. Silex enclassés, les silex déchaussés laissent des traces alvéolaires.

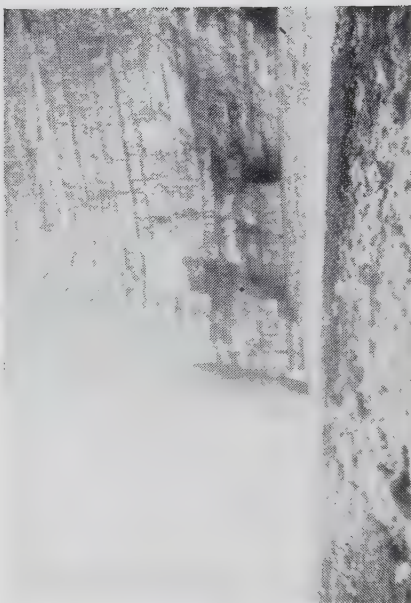


PHOTO 8. — Yport-Est. Travail de l'érosion marine sur des diaclases obliques. Grottes à la base.

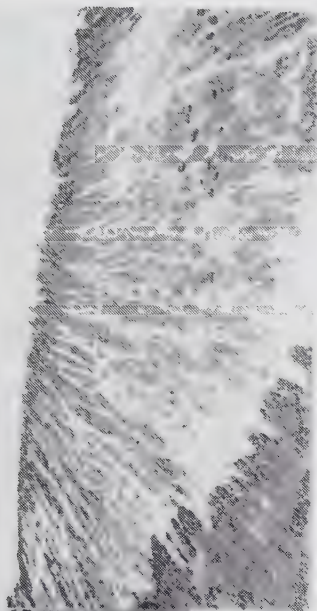


Photo 9. — Puy. Estran rainuré régulièrement vers l'Est, assez creusé à l'aval. Chenal de la vallée au centre, eusaté. A l'Ouest, vers Dieppe, estran irrégulier.

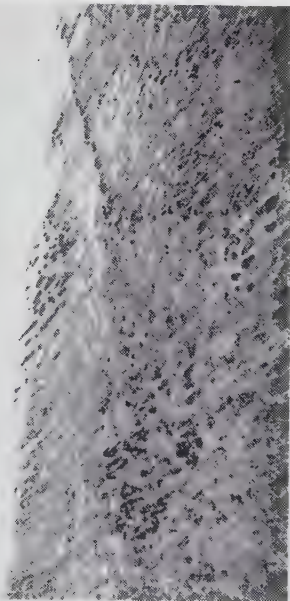


Photo 10. — Bois de Cise. Estran rainuré en lacs par rapport au pied de la falaise. Diaclases obliques.

PLANCHE IV



PHOTO 12. — Estran d'Étretat. Absence de rainuration perpendiculaire à la falaise. Diaclases parallèles au rivage (entre l'Aiguille et l'Arche) ou obliques. Influence structurale prédominant sur l'action marine.



PHOTO 11. — Mers. Estran à structure microclinale. Pendage vers l'Est. Dépressions micro-subséquentes ensablées.



PHOTO 13. — Étretat. Estran entre la Manneporte et la Porte de la Courtine. Piédestal d'anciennes arches. Calcaire dur. Aplatissement irréalisable.



Photo 14. — Saint-Jouin. Ancien éboulement d'argiles et de grès basculé sur l'e tram. Structure faussement monoclinale. Micro-cuestas.



Photo 15. — Est de Puys, Chenaux de marée à la base de l'estran. Éboulément. Couverture d'algues. Peu de dépôts au sommet de la falaise, mais un vallum (camp des Romains).



Photo 16. — Onival (Somme). Falaise vive (valleuses), falaise morte (versant de vallée en crête pourrie). Poulrier du Hourdel. Le bas du village, construit sur le poulrier, en avant de sa position actuelle, a été détruit par la mer.

(Cliché Combier, Mécon.)



Photo 17. — Saint-Jouin-Bruneval. Lapiés sur l'estran. Micro-mares de dissolution. Quelques patelles. Angles adoucis.

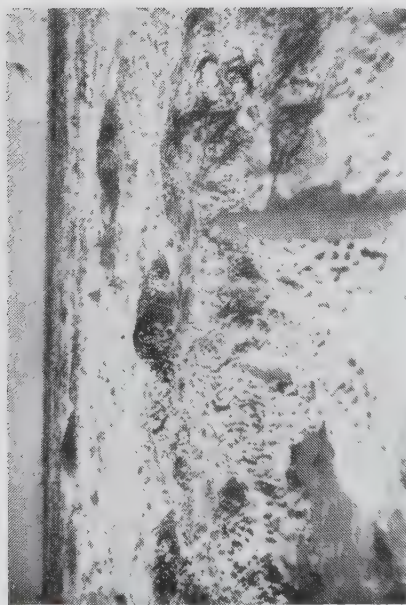


PHOTO 18. — Estran du Tréport. Craie tendre rongée par des colonies de pholades.



PHOTO 19. — Est de Pourville. Craie tendre diastée. Falaise en plein recul. Pas de sapement visible. Épis en peigne ne retenant aucun cordon de galets.



PHOTO 20. — Petites-Dalles. Grandes-Dalles. Falaise simple, à redans ; diastases marquées sur toute la hauteur (90 m). Pinacles et argile à silex au sommet. Cordon de galets épais et protecteur.



PHOTO 21. — Entre Dieppe et la Scie. Falaise (90 m) avec diastases profondes. Entonnoirs de ruissellement actuels.



PHOTO 22. — Falaise à l'Est des jetées de Dieppe. Peu de dépôts au sommet, peu de pinacles. Attaque violente à l'Est de la jetée. Vallée sèche de Puy. Vallée du Camp des Romains.
(Cliché Combier, Macon.)

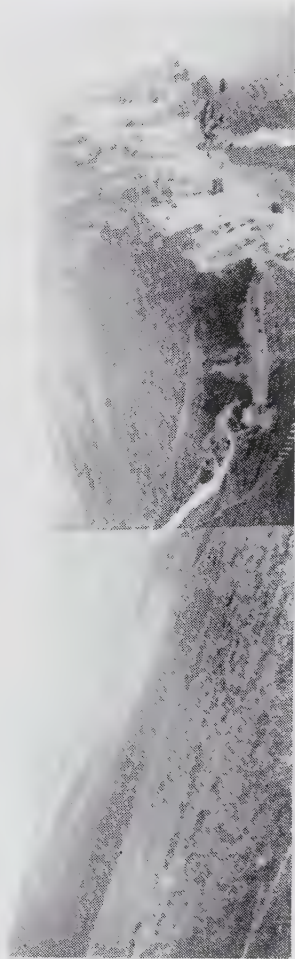


PHOTO 23. — Cap d'Antifer et Phare. Falaise à piedestal rocheux. Pinnacles au sommet, argile à silex. Surface intra-tertiaire sous le phare. Vallée artificiellement raccordée.



FIGURE 24 — Combel. L'abasse de crâne pourrie, reste de l'ancienne falaise morte qui se poursuit au Nord, vers Hauteboit.
Peu de galets sur les épis. Le village est très menacé par l'avancée de la mer
(Cliché Combel, Mâcon).

PLANCHE IX

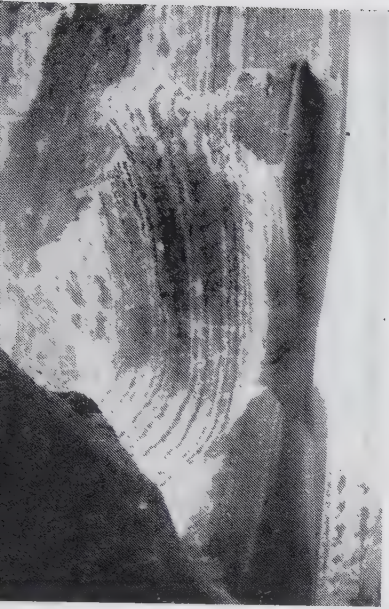


PHOTO 26. — Fécamp, Cap Fagnel, Porte de la Reine, Piédestal dur. Sapement en sous-œuvre. Chambres érodées. Falaise marneuse à pente faible au-dessus du premier abrupt.



PHOTO 28. — Manne-Porte, Vue de la mer. A la base, calcaire dur en couche horizontale. Au-dessus, berceau synclinal des silex ayant permis la protection de l'ensemble.



PHOTO 25. — Fécamp, Cap Fagnel, Porte du Roi. Falaise à piédestal dur.



PHOTO 27. — Etrelat, Porte de la Courtine, vue de l'Ouest. Falaise de craté à silex. A la base, roche dure formant piédestal; Pinacles au centre, versant de vallée en haut à gauche. Grottes creusées de main d'homme. Cordon de galets appuyé sur la Porte.



PHOTO 30. — Étretat. Falaises, vues vers le Sud. Au premier plan, Arche et Aiguille, puis Manne-Porte, Porte de la Courline et Antifer. Remarquer la régularité des chambres, la localisation des plans sur des droites (diaclasses) parallèles aux plages de galets, les pinacles du sommet, les vallées sèches. (Cliché, Gaby, Nantes.)



PHOTO 32. — Manne-Porte, 1955. Tous les détails de l'architecture de 1915 sont conservés, y compris la voûte et les parties diaclasses en apparence fragiles. Seule la falaise de droite a été légèrement remaniée. Le recul, en 40 ans, est insignifiant.



PHOTO 29. — Fécamp. Cap Fagnet. Falaise à structure alternée. Roche dure à la base. (Trou du Chien, Porte du Roi, Porte de la Reine.) Étage marneux, colonisé par la végétation. Abrupt de crête blanche à silex. Bonshommes et argile à silex au sommet (106 m.).

(Cliché Combier, Mâcon.)



PHOTO 31. — Étretat. La Manne-Porte. Photo de Johnson (1915 ?) .. lits de silex irréguliers, horizontaux au sommet, en pendage vers la terre à mi-hauteur et à la base. Structure favorable au maintien de l'Arche. Piédestal et calcaires plus résistants. Pinacles au sommet.

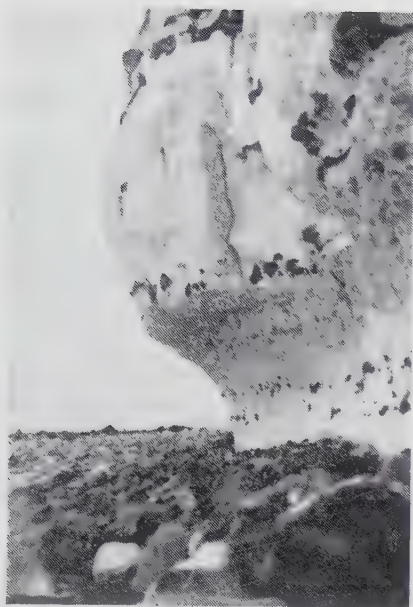


PHOTO 33. — Est de Saint-Valéry. Encoche de sapement à la base. Noter les silex en saillie et les galets au pied.



PHOTO 35. — Aiguille de Bénouville, 60 m. Base rongée par l'érosion marine. Au-dessus, banc calcaireux dur. Cette fragilité est plus que centenaire.



PHOTO 34. — Falaise convexe du Phare d'Ailly, à Varengeville. Le tertiaire du sommet n'est pas visible. Grès sur l'Estran. Pellicule d'eau ruisselant sur le front de la falaise.



PHOTO 36. — Aiguille de Bénouville. Vue de profil.



PHOTO 38. — Étretat. Vue du large. Aiguille, et Arche. Pinnacles profonds prolongés par de véritables puits verticaux, dus à la dissolution actuelle (ruissellement). Ce ne sont pas des formes karstiques, fossilisées puis exhumées.
(Cliché Combier, Mâcon.)

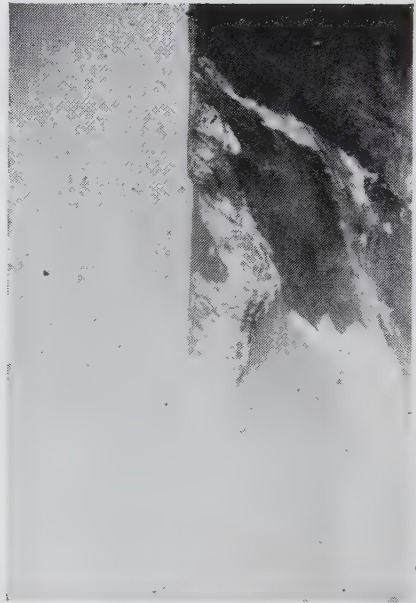


PHOTO 40. — Saint-Jouin. Éboulement massif de la craie glauconieuse. Double profil de la falaise. Au loin Andifer.

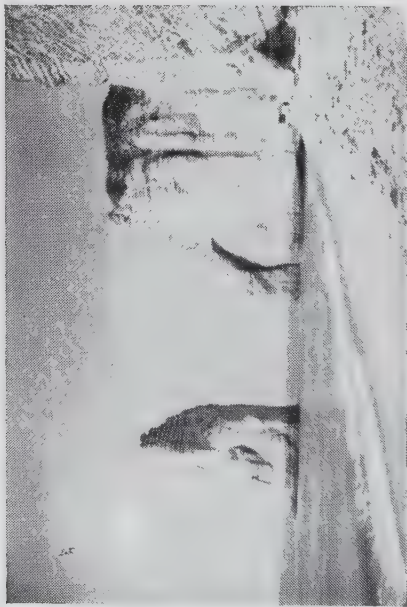


PHOTO 37. — Étretat. Aiguille et Arche, vues de l'Ouest. Diaclases élargies par le ruissellement actuel. Cordon de galets dans la « chambre ».

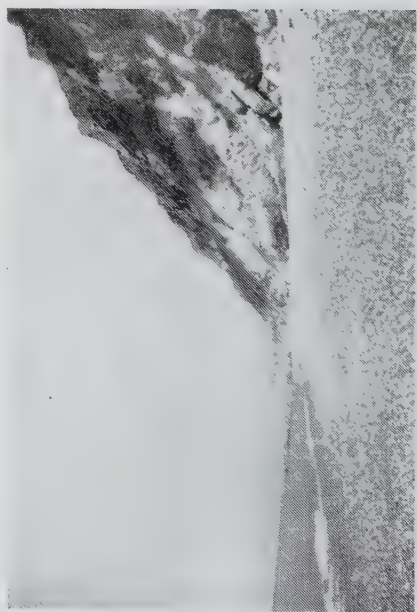


PHOTO 39. — Cauville. Falaise à base tendre. Protection temporaire par éboulis crayeux. Cordon de galets.



PHOTO 42. — Berneval. Marnes montant aux 4,5^{es} de la falaise. Craie au sommet. Estran partiellement recouvert de sable.



PHOTO 44. — Phare d'Ailly. Marnes et sables tertiaires, vus des sommets. Loupes de glissement.



PHOTO 41. — Sèneville-Fécamp. Falaise à pied marneux. Sagement différentiel à la base.



PHOTO 43. — Penly-Valleuse dissymétrique. Falaise de craie marnieuse aux 3/4 de la hauteur. Craie blanche au sommet. Estrans sableux. Absence de cordon de galets.



PHOTO 45. — Falaise de la Hève, à Sainte-Adresse. Au sommet, abrupt d'argile à silex, puis abrupt de craie glauconieuse. Glissements dans le Gault et éboulements venus du sommet. Calcaires et marnes jurassiques du pied ne sont pas visibles. Epis de protection.

(Cliché Combier, Mâcon.)



PHOTO 46. — Varengeville-Alilly. Falaise de craie surmontée de tertiaire (forêt). Craus creusés de main d'homme. Grès sur l'estran sableux.

(Cliché Combier, Mâcon.)

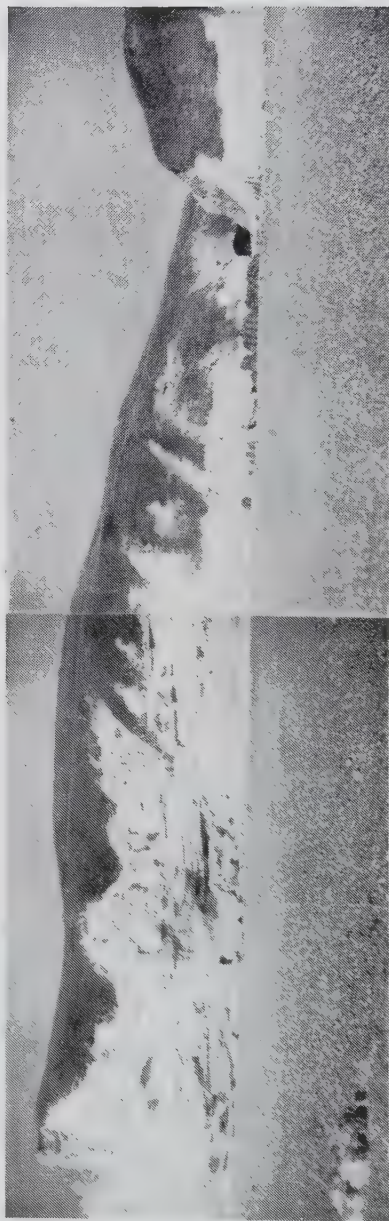


PHOTO 47. — Antifer, Vallouse-du-Tilleul, non raccordée. Cordon de galets. Sacs de galets entreposés par les ramasseurs.

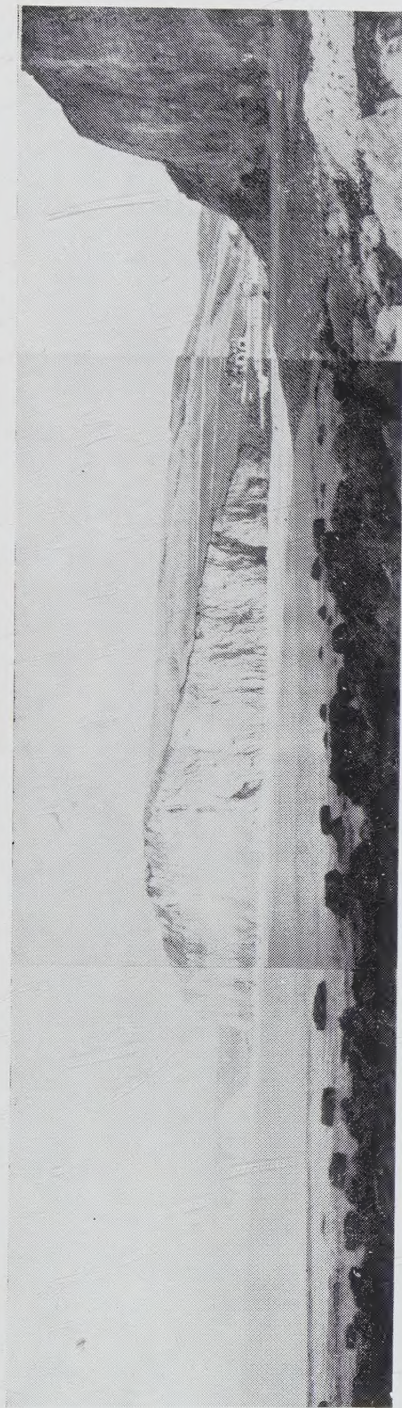


PHOTO 48. — Vallées sèches, raccordées, des Petites et des Grandes Dalles, barrées par un beau cordon de galets.
Très faible épaisseur de dépôts sur le versant Est.



PHOTO 49. — Vallée de Port-Sucelle. Peu de dépôts à l'Est, davantage à l'Ouest.
Dissymétrie. Cordon de galets au pied, Estran encombré de blocs.

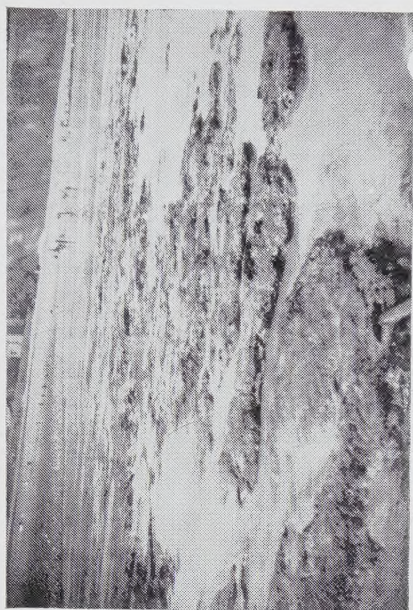


PHOTO 50. — Estuaire de la Scie. Tourbe haute
apparaissant sous le cordon de galets.

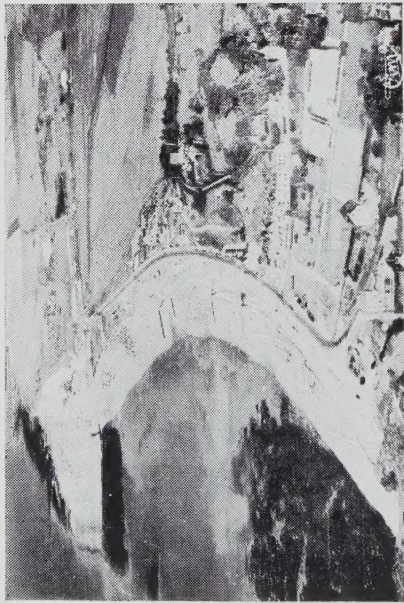


PHOTO 51. — Veulettes. Confluence d'une vallée sèche (au 1^{er} Plan) et de la vallée drainée de la Durdent. Ancien chemin entaillant l'estran. Epi buse ayant fixé des galets. Epis secondaires. Les chambres sont peu garnies. Pêrre longitudinal. Type de plage nouvelle, menacée. Le casino était en bas, à gauche.
(Cliché Combier, Mâcon.)



PHOTO 53. — Ault (Somme). Défense d'une plage ancienne, très menacée, par une digue enracinée, afin d'éviter le dépiècement. Malheureusement elle prend appui sur les versants en matériaux meubles, et la mer tournera l'ouvrage.
(Cliché Combier, Mâcon.)

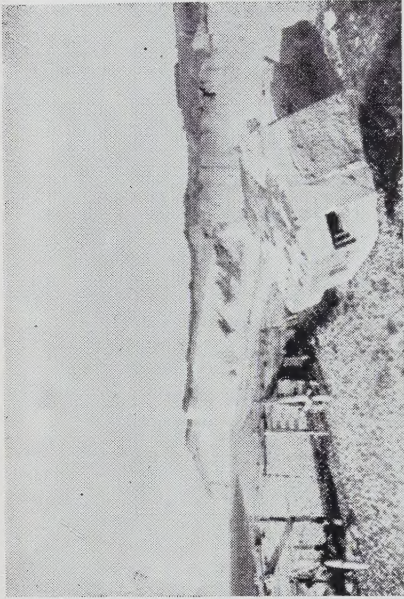


PHOTO 52. — Plage de Quiberville-Est. Remblaiement de versant très meuble, correspondant à la vallée sèche de Sainte-Marguerite. Epis dépiété et fort élémentaire. Sapement rapide. Ancien fortin allemand de la guerre de 1940.

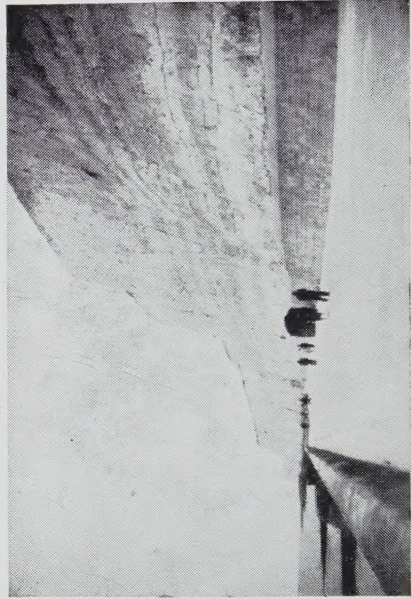


PHOTO 54. — Rottingdean (Brighton). Falaise anglaise défendue par une digue continue. Noter la pente très forte de l'abrupt, conservée malgré les embruns.

